



UNIVERSIDADE DO PORTO
FACULDADE DE ENGENHARIA
FEUP

**MESTRADO EM FUNDAMENTOS E APLICAÇÕES DA
MECÂNICA DOS FLUIDOS**

MODULAÇÃO MATEMÁTICA DE ÁGUAS TÉRMICAS EM MEIO HÍDRICO

José Manuel Matias Vieira de Sousa

PORTO, 2006



MODULAÇÃO MATEMÁTICA DE ÁGUAS TÉRMICAS EM MEIO HÍDRICO

Orientador científico:

Mário Jorge Valente Neves

Dissertação apresentada à Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto para obtenção do grau de
Mestre em Fundamentos e Aplicações da Mecânica dos Fluidos

José Manuel Matias Vieira de Sousa

2006

AGRADECIMENTOS

O autor deseja manifestar o seu agradecimento ao seu Orientador, Professor Doutor Mário Jorge Valente Neves, da Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto, pelo seu apoio e disponibilidade nos momentos mais difíceis durante a realização do presente trabalho.

Deseja ainda estender esse agradecimento aos Departamentos de Engenharia Química e de Civil do Instituto Superior de Engenharia de Coimbra, à Engenheira Laura Santos, à Família e a todos quantos contribuíram para a realização deste trabalho.

RESUMO

O trabalho trata essencialmente, de questões relacionadas com a previsão da temperatura da água em meios hídricos. No capítulo 1 descreve-se o enquadramento prático do tema, assim como as questões que podem interferir no cálculo da previsão da temperatura em rios e canais em consequência de descargas de água quente no meio hídrico.

O capítulo 2 é dedicado à formulação matemática e conceitos fundamentais no arrefecimento de água em tanques.

No capítulo 3 descreve-se a instalação experimental construída para a determinação experimental da variação da temperatura em tanques de pequenas dimensões, assim como é efectuado o tratamento dos resultados experimentais deste estudo experimental. Onde se trata essencialmente do fenómeno de transferência de calor à superfície do corpo de água, por convecção e evaporação, tendo-se determinado uma aproximação experimental para a função vento, ou para a taxa de evaporação. Pelo que se recorreu a um programa em Matlab para determinar essa função vento.

O capítulo 4 trata dos conceitos teóricos do cálculo da transferência de energia nas descargas de água quente no meio hídrico numa gama já mais complexa, onde todos os fenómenos de transferência de calor são englobados. Sendo efectuada a modelação matemática, a qual é descrita pelo modelo Heat_Source (um programa em Visual Basic com recurso à folha de cálculo em Excel).

O capítulo 5 trata dos mesmos conceitos teóricos descritos no capítulo anterior, mas agora tendo como alvo os fenómenos de transferência de massa englobados nesse modelo, o Heat_Source.

O capítulo 6 é dedicado à descrição do modelo de operação, isto é, quais os dados a introduzir no Heat_Source para efectuar simulações de previsão da temperatura em meios hídricos. Neste capítulo são também indicados quais os programas

executáveis, suas finalidades e quais os Outputs que se obtêm com os executáveis do modelo Heat_Source.

No capítulo 7 são efectuadas várias simulações (com diversas alterações a nível de sombras e parâmetros de escoamento) para o caso de um rio com 6 metros de largura e 0,76 metros de profundidade, com a existência de uma descarga de água quente.

O capítulo 8 descreve o segundo modelo de análise (além do Heat_Source), CORMIX 3, onde são efectuadas três simulações com três tipos de descargas de água quente diferentes, no meio hídrico descrito no capítulo 7.

Por último no capítulo 9 tem-se uma simulação (a mais indicada) que engloba os resultados dos dois modelos em conjunto.

ABSTRACT

The work treats essentially, of questions related with the forecast of the temperature of the water in half hydric. In chapter 1 the practical framing of the subject describes, as well as the questions that can intervene with the calculation of the forecast of the temperature in rivers and canals in consequence of hot water discharges in the half hydric.

Chapter 2 is dedicated to the mathematical formulation and basic concepts in the water cooling in tanks.

In chapter 3 it describes the constructed experimental installation for the experimental determination of the variation of the temperature in tanks of small dimensions, thus as the treatment of the experimental results of this experimental study. Where essentially deals with the heat transfer phenomenon to the surface of water body by convection and evaporation, having itself determined an experimental approach for the wind function, or the rate of evaporation. For what it was appealed to a program in Matlab to determine this wind function.

Chapter 4 deals with the theoretical concepts of the calculation of the transference of energy in the hot water discharges in the half hydric in a more complex gamma already, where all the phenomena's of heat transfer are included. Being effectuated the mathematical modelling, which is described for the Heat_Source model (a program in Visual *beginner's all-purpose symbolic instruction code* **"BASIC"**, with resource to the Excel sheet).

Chapter 5 deals with the same described theoretical concepts in the chapter previous, but having as now white the included phenomena's of mass transfer in this model, the Heat_Source.

Chapter 6 is dedicated to the description of the operation model, that is, which the data to introduce in the Heat_Source to effect simulation of forecast of the temperature in half hydric. In this chapter also the executable programs are indicated

which, its purposes and which the Outputs that if they get with the executable ones of the Heat_Source model.

In chapter 7 are effectuated some simulations (with diverse alterations the level of shades and parameters of draining) for the case of a river with 6 meters width and 0,76 meters of depth, with the existence of a hot water discharge.

Chapter 8 describes as the model of analysis (beyond the Heat_Source), CORMIX 3, where three simulations with three types of different hot water discharges are effectuated, in the half hydric described in chapter 7.

Finally in chapter 9 a simulation is had (the most indicated) that englobe the results of the two models in set.

RESUME

Le travail traite essentiellement, de questions rapportées avec la prévision de la température de l'eau dans des moyens hydriques. Au chapitre 1 se décrit l'encadrement pratique du sujet, ainsi que les questions qui peuvent intervenir dans le calcul de la prévision de la température dans des fleuves et des canaux en conséquence d'déchargements d'eau chaude dans le moyen hydrique.

Le chapitre 2 est dévoué à la formulation mathématique et aux concepts fondamentaux dans le refroidissement d'eau dans des réservoirs.

Au chapitre 3 se décrit l'installation expérimentale construite pour la détermination expérimentale de la variation de la température dans des réservoirs de petites tailles, ainsi comme est effectué le traitement des résultats expérimentaux de cette étude expérimentale. Où il s'agit essentiellement du phénomène de transfert de la chaleur à la surface du corps d'eau, par convection et évaporation, en ayant déterminé une approche expérimentale pour la fonction vent, ou pour le taux d'évaporation. Par que il s'est fait appel à un programme dans Matlab pour déterminer cette fonction vent.

Le chapitre 4 traite des concepts théoriques du calcul du transfert d'énergie dans les déchargements d'eau chaude dans le moyen hydrique dans un gamma déjà plus complexe, où tous les phénomènes de transfert de la chaleur sont englobés. En étant effectué le modelage mathématique, qui est décrit par le modèle Heat_Source (un programme dans Visuel basic avec ressource à la feuille de calcul dans Excel).

Le chapitre 5 traite des mêmes concepts théoriques décrits au chapitre précédent, mais maintenant en ayant je mange cible les phénomènes de transfert de masse englobés dans ce modèle, le Heat_Source.

Le chapitre 6 est dévoué à la description du modèle d'opération, de ceci est, lequel les données à introduire dans le Heat_Source pour effectuer des simulations de prévision de la température dans des moyens hydriques. À ce chapitre aussi sont

indiqués lequel les programmes exécutables, leurs finalités et lequel l'Outputs qui s'obtiennent avec les exécutables du modèle Heat_Source.

Au chapitre 7 sont effectués plusieurs simulations (avec de diverses modifications à niveau d'ombres et de paramètres de vidange) pour le cas d'un fleuve avec 6 mètres de largeur et 0.76 mètres de profondeur, avec l'existence d'une déchargement d'eau chaude.

Le chapitre 8 décrit second modèle d'analyse (outre le Heat_Source), CORMIX 3, où sont effectuées trois simulations avec trois types d'déchargements d'eau chaude différentes, dans le moyen hydrique décrit au chapitre 7.

Finalement au chapitre 9 a une simulation (la plus indiquée) qui englobe les résultats des deux modèles conjointement.

1 INTRODUÇÃO

Os modelos usados para efectuar a previsão da temperatura em rios e canais têm-se tornado cada vez mais estandardizados e disponíveis para o utilizador. Com os vários modelos existentes, em que uns podem ter mais limitações ou vantagens que outros, dependendo do tipo de análise que se pretende efectuar e do tipo de parâmetros que se tem disponíveis. Pelo que é conveniente, ou então desejável saber que análise se pretende e quais os parâmetros necessários para tal análise.

Então, será que se pretende uma análise compreensiva e completa para prever a temperatura do meio hídrico? Ou talvez se pretenda calcular os efeitos térmicos da exposição do *corpo de água* à radiação solar? O que é o efeito térmico de uma descarga de água quente? Cada questão atinge outras. Quais são os escoamentos dinâmicos inerentes ao meio hídrico? Quais são os processos de transferência de calor que dominam, e qual é o que tem menos importância? Quais os parâmetros que estão ao alcance do controlo humano? Quais são os impactos cumulativos da transferência de massa e calor? A indiferença, ou negligência da área de estudo relacionada com as condições atmosféricas e temporais (época do ano) simplifica ou torna complexa a previsão do cálculo da temperatura para o respectivo meio hídrico? Esta lista de questões que estão direccionadas com um esforço analítico do cálculo da temperatura do meio hídrico pode ser muito mais longa.

De um modo geral pretende-se no presente trabalho procurar as respostas às questões atrás mencionadas, através do cálculo da temperatura da água do meio hídrico e sua alteração com uma descarga de água quente, com o modelo Heat Source V_7.1_Pt (programa em Visual Basic com recurso à folha de cálculo do Excel) que não negligencia as condições atmosféricas, temporais e espaciais do meio hídrico, mas que não abrange os meios de dispersão no local da descarga da água quente. Apenas calcula nesse ponto de descarga uma temperatura única transversal resultante de um processo de mistura perfeita. Será também usado o modelo CORMIX 3 (um programa comercial), em que este modelo negligencia as condições atmosféricas e temporais, mas tem como principal *arma*, o cálculo dos efeitos de dispersão (no caso da temperatura) no meio hídrico.

Qual dos modelos Heat Source ou Cormix 3, terá mais vantagens? Em que é que um é *melhor* que o outro? Poderão os dois modelos complementarem-se? Ora estas são umas das questões que se pretende ver esclarecidas neste trabalho.

A transferência de calor por evaporação e convecção entre o meio hídrico e o ar ambiente estudada pelos dois modelos em uso dependem da velocidade do vento, pelo que se pode considerar que essa transferência de calor é função da velocidade do vento. Para o modelo Heat_Source a função vento é definida pela seguinte expressão:

$$f(\vec{W}) = a + b \times \vec{W} \quad (1.1)$$

Para o modelo Cormix 3 a transferência de calor entre a superfície da água e o ar ambiente é calculada apenas com base num coeficiente de transferência de calor que é função da velocidade do vento e da temperatura da água, o qual é apresentado no quadro 1.

		SURFACE HEAT EXCHANGE COEFFICIENT (W/m ² ,degC) Values for a lightly heated, natural water surface (local excess temperatures 0 to 3 degC)					
		Wind Speed (m/s)					
		0	1	2	4	6	8
Ambient	5	5	10	14	24	33	42
Water	10	5	11	16	27	38	49
Temp.	15	5	12	18	31	44	59
(degC)	20	5	14	21	38	52	68
	25	6	16	25	45	63	82
	30	6	19	30	54	76	100
Ref: "Heat Disposal in the Water Environment", E.E. Adams, D.R.F. Harleman, G.H. Jirka, and K.D. Stolzenbach, R.M. Parsons Laboratory, Mass. Inst. of Techn., 1981.							

Figura 1.1- Coeficientes de transferência de calor à superfície ar/água

Ora a função vento usada pelo modelo Heat_Source é um dos elementos de maior incerteza, uma vez que existem diversos valores para os parâmetros a e b, dependendo de diversos autores e locais. Pelo que esta função vento poderá ser posta em causa para cada caso em análise. Sendo então que no presente trabalho se efectuou uma parte experimental, que consistia no estudo da variação da temperatura da água em tanques de pequena dimensão, cujo objectivo era determinar uma nova função vento com recurso aos resultados obtidos experimentalmente. Tendo sido a nova função vento adicionada ao modelo Heat_Source.

2 ARREFECIMENTO DE ÁGUA EM RESERVATÓRIOS

A variação da temperatura de um fluido (ΔT_w), que no caso presente é a água, foi identificada por Brown (1969) como uma função da transferência de calor num volume discreto. Pelo que pode ser descrita em termos de variações de energia por unidade de volume.

$$\Delta T_w \propto \frac{\Delta \text{Energia}}{\text{Volume}} \quad (2.1)$$

A transferência de calor relata o processo pelo qual são efectuadas as trocas de energia térmica num volume de água definido. Sendo que existem diversas formas termodinâmicas que podem introduzir ou remover energia no respectivo volume de água, estando essas formas muito dependentes das condições ambientais. Pelo que a variação de temperatura da água contida num determinado volume de controlo, mais precisamente em lagos, reservatórios, rios e ribeiros, tem gerado um interesse em crescendo no desenvolvimento de modelos para descrever a quantidade de movimento e os processos de transferência de calor e massa nestes volumes de controlo de água. Em que a quantidade de movimento é efectuada pelo transporte de correntes horizontais devido aos caudais de entrada e saída dos respectivos volumes de controlo, em que estas correntes de entrada e saída provocam a difusão da quantidade de movimento, assim como a tensão tangencial exercida pelo vento à superfície da água vai ter influência no fenómeno. À semelhança da quantidade de movimento, a transferência de calor é efectuada pelas correntes de entrada e saída do volume de controlo e à superfície da água em conjunção com as condições meteorológicas, sendo os principais parâmetros a temperatura do ar, radiação solar, humidade relativa, nebulosidade e a velocidade do vento.

Os três processos de transporte (quantidade de movimento, energia e massa) são interactivos, porque a mistura é influenciada pela estratificação térmica assim como pela concentração de massa, que têm efeitos na densidade da água. Em adição a essas causas, tem-se que a temperatura afecta a produção biológica e os materiais suspensos afectam a temperatura através da sua influência na absorção da radiação solar no interior da coluna de água.

Como se prevê, calcular a variação de temperatura nas condições atrás referidas é um problema algo complexo, pelo que se irá efectuar o estudo do modelo da distribuição vertical da temperatura somente a uma dimensão. A primeira consequência da representação unidimensional é a separação do transporte vertical de energia (e massa) dos transportes de energia e massa horizontais gerados quer pelo vento quer pelos caudais de água de entrada e saída no volume de controlo.

As principais fontes de energia térmica ou impedimento de energia térmica para o respectivo volume de controlo, são a tensão exercida pelo vento à superfície e o fluxo de energia térmica existente à superfície da água. Uma vez que a tensão superficial exercida pelo vento causa um mecanismo de mistura o qual é aumentado ou reduzido pelos efeitos de fronteira da respectiva coluna de água, efeitos fronteira estes que também dependem das condições meteorológicas. Por tudo isto pode-se concluir que tanto pode existir um arrefecimento ou aquecimento da água através do fluxo de energia térmica que existe à superfície.

Sendo então que o tratamento a ser feito para o estudo da variação da temperatura em reservatórios (neste caso em tanques), é efectuado através de um modelo de difusão baseado na equação de conservação de energia, sendo esta equação unidimensional (vertical).

$$\rho \times c_p \times dV \times \frac{\partial T}{\partial t} = K \times A \times \frac{\partial T}{\partial z} + E_z \times A \times \frac{\partial T}{\partial z} + H_z \times A \quad (2.2)$$

2.1 FORMULAÇÃO MATEMÁTICA

Nesta secção procurar-se-á efectuar a simplificação possível da equação (2.2).

Sendo $dV = A \times dz$ e substituindo na equação (2.2) tem-se:

$$\rho \times c_p \times \frac{\partial T}{\partial t} = K \times \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(E_z \times \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \frac{\partial H}{\partial z} \quad (2.3)$$

Para ser possível obter uma solução analítica para a equação parcial de 2ª ordem $T = f(z, t)$, terá que se linearizar a equação e especificar a condição inicial e as condições fronteira. Então para a linearização da equação (2.3), considera-se que a difusividade devido a vórtices é constante tanto em relação ao espaço (z) como ao tempo (t), sabendo contudo que se está a efectuar uma aproximação uma vez que é de esperar que E_z seja função do tempo, devido a variações da velocidade do vento e também seja função do

espaço (z), uma vez que pode existir a estratificação vertical da temperatura, o que provoca a não estabilização da mesma. Sendo então a equação simplificada na forma da equação (2.4):

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \left(\frac{K + E}{\rho \times c_p} \right) \times \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{\partial H}{\partial z} \quad (2.4)$$

Além das condições fronteira e inicial, tem-se também como dificuldade na obtenção da solução da equação (2.4), a especificação da distribuição vertical de fontes internas de calor, H_z . Sendo que esta fonte depende da maneira pela qual a radiação é absorvida, a qual é função de como a *turvação* da água é afectada por partículas dissolvidas e/ou granuladas, assim como é função da altitude solar. Se a quantidade Φ_0 (fluxo de energia solar por unidade de área) representar o fluxo de radiação solar (incidente – reflectida) que alcança a superfície da água, então a distribuição vertical Φ_z (radiação solar de ondas curtas que penetra na superfície) decai exponencialmente com a profundidade de acordo com a lei de Bears (Dake e Harleman, 1982)

$$\phi_z = (1 - \beta) \times \phi_0^{-\eta \times z} \quad (2.5)$$

Em que β = fracção de radiação solar absorvida numa camada superficial (aproximadamente 0.5 m) e η (m^{-1}) = coeficiente de extinção, o qual depende da turvação da água (aproximadamente 0.05 m^{-1}) (Dake e Harleman, 1982).

O fluxo de calor por unidade de área, Φ_z , e o fluxo de calor por unidade de volume, H_z , são relacionados por $H_z = -\frac{\partial \phi_z}{\partial z}$, pelo que,

$$H_z = \eta \times (1 - \beta) \times \phi_0 \times e^{-\eta \times z} \quad (2.6)$$

Efectuando a formulação para as condições fronteira, verifica-se que o fluxo de calor à superfície tem que ser associado com as condições meteorológicas.

$$(K + E) \times \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0} = -\beta \times \phi_0 - \phi_a + \phi_b + \phi_e + \phi_c \quad (2.7)$$

Em que:

$\beta\phi_0$ = Parte da radiação solar absorvida à superfície, W m^{-2} ;

ϕ_a = Radiação térmica de ondas longas (incidentes - reflectidas), W m^{-2} ;

ϕ_b = Radiação reflectida pela superfície da água, W m^{-2} ;

ϕ_e = Fluxo de calor à superfície da água devido à evaporação, W m^{-2} ;

ϕ_c = Fluxo de calor à superfície da água devido à convecção, W m^{-2} .

No fundo, em $z = z_b$, tem-se $\left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=z_b} = 0$ uma vez que o tanque é isolado.

A condição inicial é $T(z, 0) = T_0$.

2.2 RADIAÇÃO

A radiação é a energia emitida por um corpo ou matéria sob a forma de ondas electromagnéticas (ou fotões) como resultado das alterações de configurações electromagnéticas dos átomos ou moléculas. Embora as ondas electromagnéticas tenham todas os mesmos princípios gerais (alterações de configurações electromagnéticas dos átomos ou moléculas), as ondas com diferentes comprimentos de ondas diferem significativamente no seu princípio de como são obtidas. A transferência de energia por radiação não necessita da presença de um meio interveniente, tal como necessita a transferência de energia por convecção ou condução. Sendo a transferência de energia por radiação muito rápida (à velocidade da luz), não sofrendo atenuação na existência de vácuo, sendo assim que energia solar chega à Terra depois de ter passado camadas de ar frio a altas altitudes.

A radiação electromagnética cobre um grande campo de comprimentos de onda, que varia desde 10^{-10} μm para raios cósmicos até 10^{10} μm para ondas de potência eléctricas. O espectro electromagnético inclui ainda, raios gama, raios X, radiação ultravioleta, luz visível, radiação infravermelho, radiação térmica, microondas e ondas rádio, como mostra a figura 2.1.

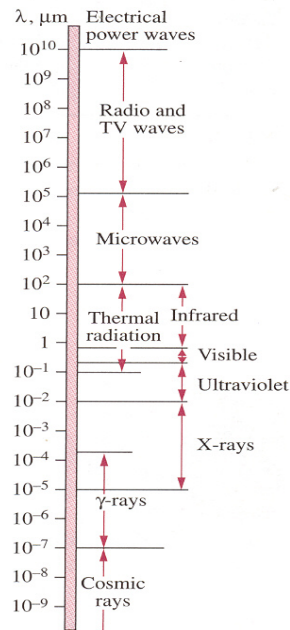


Figura 2.1 - Espectro de ondas eletromagnéticas (Çengel, 1998)

O tipo de radiação eletromagnética que é pertinente tratar para a transferência de calor, é a radiação térmica, a qual está compreendida entre 0.1 a 100 μm e que engloba toda a radiação infravermelho e visível, assim como uma porção da radiação ultravioleta, em que o espectro da radiação eletromagnética emitida pelo Sol segue a distribuição do espectro de emissão de um corpo negro a cerca de 6000K:

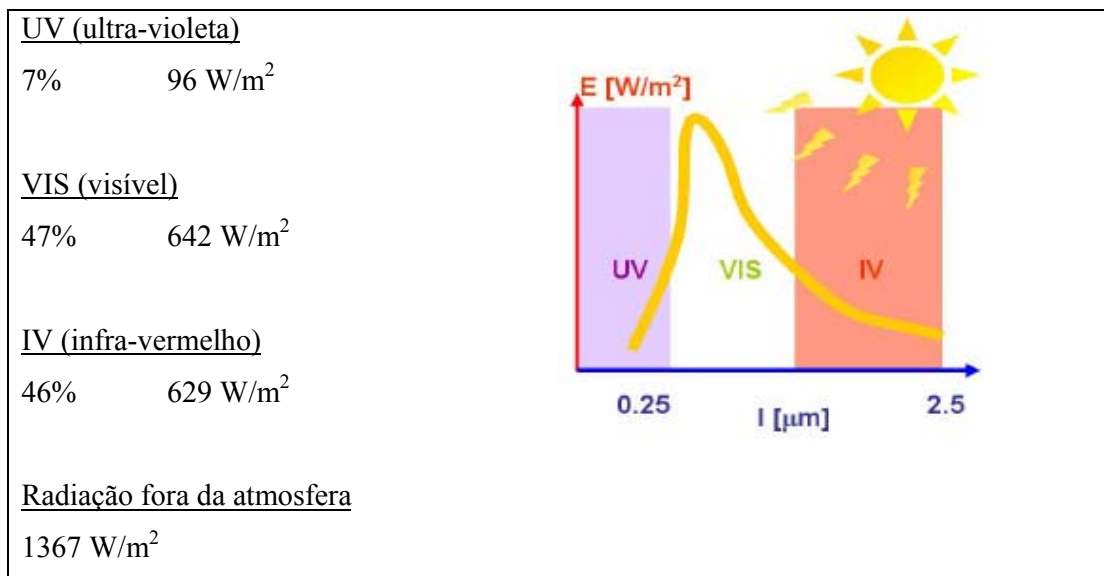


Figura 2.2- Espectro da radiação eletromagnética emitida pelo Sol

A radiação solar após atravessar a atmosfera, atinge a superfície terrestre com três componentes, a radiação solar directa, radiação solar difusa e a radiação solar reflectida.

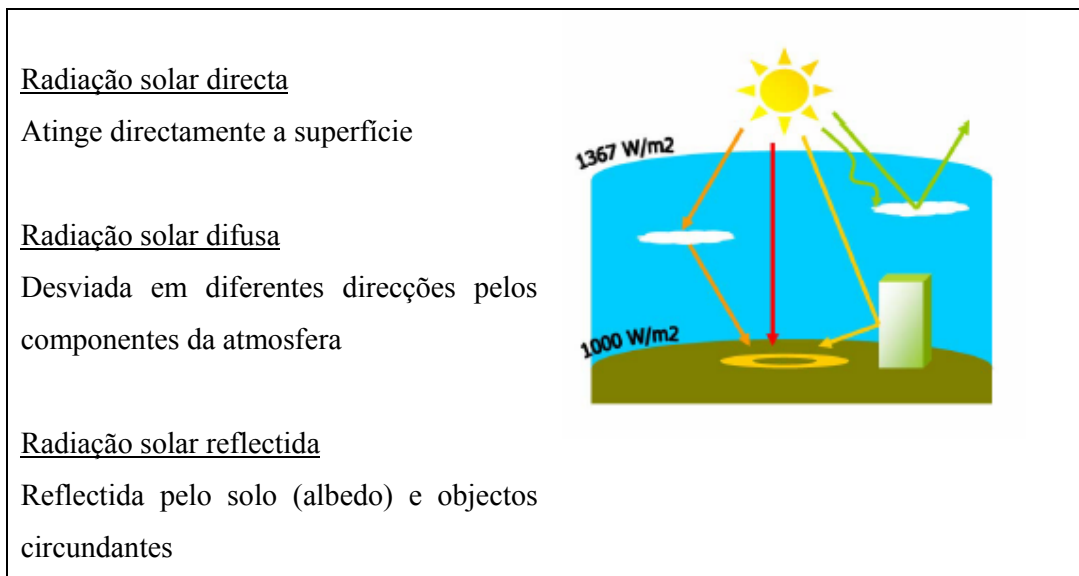


Figura 2.3-Radiação solar directa, difusa e reflectida

A restante radiação é absorvida ou reflectida para fora da atmosfera pelos elementos atmosféricos.

A radiação solar difusa varia desde cerca de 10% do total da radiação solar num dia *limpo* até próximo dos 100% num dia muito nebuloso.

Sendo que para o caso presente, o estudo efectuado centra-se no arrefecimento de água em reservatórios em locais fechados, de modo a estimar as perdas de calor à superfície do respectivo volume de água devido à evaporação e convecção. Pelo que não se irá por enquanto dar ênfase à transferência de calor devido à radiação.

2.3 FLUXO DE CALOR À SUPERFÍCIE DA ÁGUA DEVIDO À EVAPORAÇÃO

A evaporação ocorre na interface líquido – vapor quando a pressão de vapor é menor que a pressão de saturação do líquido a uma dada temperatura. Por exemplo, a água de um lago a 20 °C evapora para o ar a 20 °C e a 60% humidade relativa, uma vez que a pressão de saturação (e_s) da água a 20 °C é 23.46 mbar (eq. 2.13) e a pressão de vapor do ar

(e_a) a 20 °C é 14.07 mbar (eq. 2.12). Ou seja, para um gradiente de pressão de vapor entre a superfície da água (e_s) e do ar (e_a) positivo ($e_a < e_s$) existe evaporação. Para um gradiente de pressão positivo ($e_a > e_s$), tem-se a massa de ar super saturada pelo o que ocorre é a condensação. E quando a massa de ar se torna saturada, é quando o processo de evaporação deixa de existir ($e_a \approx e_s$).

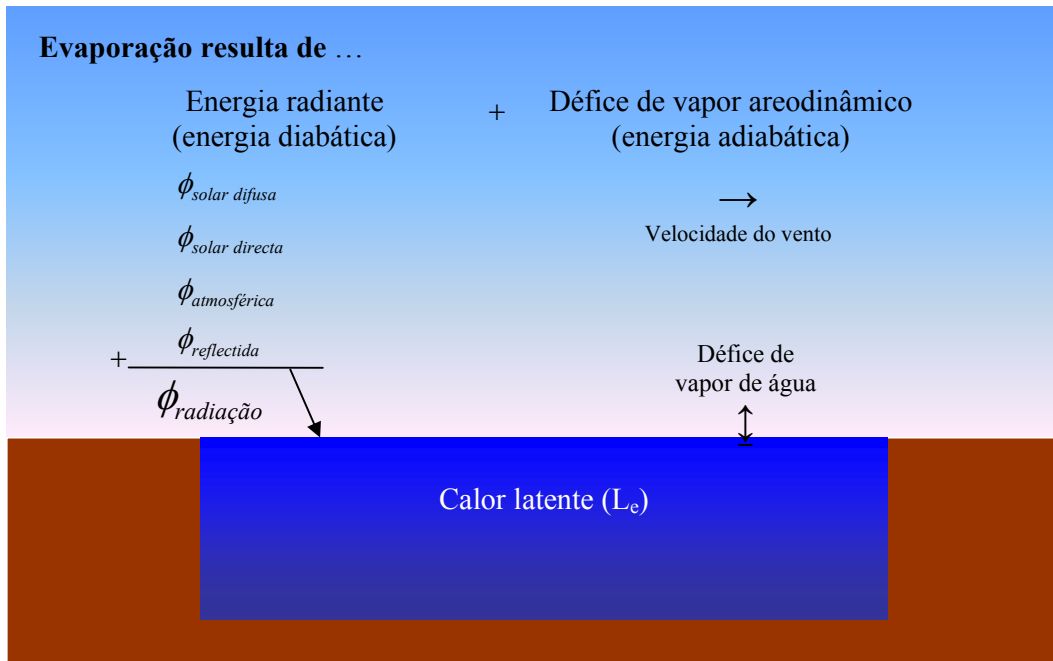


Figura 2.4- Factores que promovem a evaporação

A energia necessária para transformar a água da fase líquida à fase gasosa, é o calor latente de vaporização, (L_e). A transferência de calor sensível ($\rho \cdot c_p \cdot \Delta T$) é devida à transferência de calor por convecção, sendo esta limitada pela densidade e capacidade calorífica do ar.

O calor necessário para o processo de evaporação provém do sistema que contém a água, sendo depois transferido para a vizinhança, que é a massa de ar. Pelo que esse calor é considerado uma perda de energia do referido sistema que contém a água.

O fluxo de calor devido à evaporação pode ser calculado como o somatório do calor sensível proveniente da água que foi evaporada (sendo este termo do calor sensível também conhecido por termo de convecção ($\phi_{conectivo}$)) e o produto do calor latente de vaporização, densidade da água (ρ_w) e a velocidade de evaporação (\bar{E}). O calor latente de vaporização, (L_e) que é a energia necessária para a água passar da fase líquida à fase de vapor, é função da temperatura da água (McCutcheon 1989). O termo $\phi_{conectivo}$, ou seja a transferência de calor por convecção será tratada noutra secção. Pelo que:

Fluxo de evaporação,

$$\phi_{\text{evaporação}} = \rho_w \times L_e \times \bar{E} \quad (2.8)$$

Calor latente de vaporização,

$$L_e = 1000 \times (2501.4 + (1.83 + T)) \quad (2.9)$$

Para a velocidade de evaporação assume-se que a transferência de calor e a mistura turbulenta são os principais factores para o transporte da quantidade de movimento do calor e do vapor de água na camada limite imediatamente acima da superfície da água (McCutcheon 1989). Sendo que para o cálculo da velocidade de evaporação foram já efectuadas várias pesquisas, as quais usam como métodos de cálculo principais, o método de transferência de massa e o método combinado ou de Penman.

2.3.1 CÁLCULO DA VELOCIDADE DE EVAPORAÇÃO PELO MÉTODO DE TRANSFERÊNCIA DE MASSA

Este método usa uma equação semelhante à de Dalton [$\bar{E} = k.(e_s - e_a)$], isto é, uma expressão que relaciona a transferência por convecção do vapor de água do recipiente onde a água está contida para o ar atmosférico, ou seja, tem-se uma expressão que relaciona a velocidade de evaporação com um gradiente de pressão ($e_a - e_s$) e uma constante k , sendo neste caso essa constante calculada em função da velocidade do vento acima da superfície da água exposta ao vento. Neste método as principais variáveis a medir são a temperatura do ar, a humidade e a velocidade do vento, em que esta velocidade é medida a uma determinada altura acima da superfície da água. Sendo esta altura também muito importante, uma vez que a velocidade do vento a uma dada altura acima da superfície da água pode não representar a velocidade do vento na fronteira da superfície da água.

Existem numerosas expressões, as quais seguem de perto a equação de Dalton, em que cada expressão tem dados e restrições únicas, tendo sido desenvolvidas para aplicações

específicas e para determinadas regiões. Uma delas é usada no presente trabalho, a velocidade de evaporação por transferência de massa (Dingman 2002),

$$\bar{E} = f(\vec{W}) \times (e_{s'} - e_{a'}) \quad (2.10)$$

Pressão de vapor (mbar) de saturação, usando a temperatura da água (°C) em cada instante de tempo (t) (Chapra 1997),

$$e_{s'} = 6.1275 \times \exp\left(\frac{17.27 \times T_i^t}{(237.3 + T_i^t)}\right) \quad (2.11)$$

Pressão de vapor (mbar) do ar, baseada pressão de vapor de saturação da equação (2.12) (Bedient e Huber 1992),

$$e_{a'} = \frac{H}{100\%} \times e_{s'} \quad (2.12)$$

Sendo $f(\vec{W})$ uma função do vento, a qual é descrita na secção 2.3.2.

2.3.2 CÁLCULO DA VELOCIDADE DE EVAPORAÇÃO PELO MÉTODO COMBINADO (PENMAN)

Este método combinado desenvolvido por Penman (1948), tem como principais referências a combinação da transferência de massa com os componentes energéticos que estão directamente envolvidos no processo de evaporação,

$$\bar{E} = \text{input de energia} + \text{transferência de massa} \quad (2.13)$$

O método de Penman foi depois mais desenvolvido, de modo a que os termos energéticos fossem incluídos na simulação dos processos de vaporização diabáticos, assim como nos processos de transferência de massa adiabáticos e aerodinâmicos. Obtendo-se a

velocidade de evaporação pelo método (Penmam) combinado (Dingman 2002),

$$\bar{E} = \frac{(\phi_{solar} + \phi_{atmosfera})}{\rho_w \times L_e} \times \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} + E_a \times \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \quad (2.14)$$

Declive (mbar/°C) da saturação de vapor versus curva da temperatura do ar ambiente (Dunne e Leopold, 1978),

$$\Delta = \frac{e_{s'} - e_{a'}}{T_{s'} - T_{a'}} = 6.1275 \times \exp\left(\frac{17.27 \times T_a}{237.3 + T_a}\right) - 6.1275 \times \exp\left(\frac{17.27 \times (T_a - 1)}{237.3 + (T_a - 1)}\right) \quad (2.15)$$

Constante psicrométrica (Cuenca, 1989),

$$\gamma = 10003.5 \times \frac{P_A}{0.62198 \times L_e} \quad (2.16)$$

Pressão (mbar) adiabática do ar (Dingman 2002),

$$P_A = 1013 - 0.1055 \times z \quad (2.17)$$

Evaporação (m/s) aerodinâmica (Dingman 2002),

$$E_a = f(\bar{W}) \times (e_{s'} - e_{a'}) \quad (2.18)$$

2.3.3 FUNÇÃO VENTO $f(W)$

O parâmetro de maior incerteza nos cálculos de transferência de calor à superfície (da água) é a função de velocidade do vento para a evaporação, $f(\bar{W})$, em que esta função de velocidade é mais uma “*velocidade de ventilação*” do que um vector de velocidade. Uma das razões que justificam tal incerteza é a existência de diferentes fórmulas que

resultam de determinações empíricas de $f(\vec{W})$ para diferentes dimensões e formas dos recipientes que contêm a água, com dados de locais diferentes e em determinados períodos de tempo. Fórmulas estas que têm no geral a seguinte forma (Shanahan et all. 1984),

$$\boxed{f(\vec{W}) = a + b \times \vec{W}^c} \quad (2.19)$$

Em que,

a , b e c são coeficientes, sendo c normalmente igual a 1;

\vec{W} : Velocidade do vento medida a aproximadamente a dois metros acima da superfície da água.

Tabela 2.1- Coeficientes da função vento

Fonte	Local	a ($\text{mb}^{-1} \text{ m.s}^{-1}$)	b (mb^{-1})
Meyer (1928)		4.18×10^{-9}	0.95×10^{-9}
Marciano e Harbeck (1952)	Lago Hefner	0	1.02×10^{-9}
Harbeck et al. (1959)	Cidade do Colorado	0	1.51×10^{-9}
Morton (1965)	Canada	3.45×10^{-9}	1.26×10^{-9}
Brady et al. (1969)	Sul dos E.U.A	2.81×10^{-9}	0.14×10^{-9}
Brady et al. (1971)	Sul dos E.U.A	2.21×10^{-9}	0
Ryan e Harleman (1973)	Austrália	2.83×10^{-9}	1.26×10^{-9}
Dune e Leopold (1978)		1.505×10^{-9}	1.600×10^{-9}
Bowie et al. (1985)	Califórnia	3.083×10^{-9}	5.845×10^{-9}

Esta função $f(\vec{W})$ é para uma velocidade do vento medida a dois metros de altura, o que implica naturalmente que o parâmetro b seja também para uma altura de dois metros. Então, ao medir-se a velocidade do vento a uma altura que não os dois metros, terá que se efectuar a respectiva correcção da velocidade para os dois metros de altura (WQual, 1995). Pelo que para converter b de qualquer altura medida para uma altura de dois metros, assumindo que a e c são os mesmos valores, ter-se-á,

$$b_{2m} = \alpha^c \times b_{z,m} \quad (2.20)$$

Em que α é o factor de conversão entre a velocidade do vento a uma altura z e a 2 m de altura.

$$\frac{W_{2m}}{W_z} = \frac{\ln\left(\frac{2}{z_0}\right)}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)} = \frac{1}{\alpha} \quad (2.21)$$

Sendo,

W_{2m} : velocidade do vento desejada a uma elevação de dois metros;

W_z : velocidade do vento conhecida a uma altura z metros,

Z_0 : rugosidade à superfície água/ar do vento (assume-se 0,09 cm para uma velocidade de vento <5 mph (2,24 m/s) e 0,46 cm para uma velocidade do vento >5 mph (2.24 m/s)). (WQUAL,1995)

2.4 FLUXO DE CALOR À SUPERFÍCIE DA ÁGUA DEVIDO À CONVECÇÃO

O fluxo de calor por convecção, ou calor sensível na interface ar/água, resulta da transferência de energia molecular e turbulenta, como resposta a um gradiente de calor. Pelo que o calor sensível será transferido entre a água e o ar sempre que as respectivas temperaturas forem diferentes. Segundo Fourier a taxa de calor transferida é proporcional a um gradiente de calor. Sendo a razão de Bowen uma constante de proporcionalidade entre o fluxo convectivo e o fluxo de evaporação na interface ar/água, constante essa que também é função da temperatura da água e do ar e da pressão de vapor (Bowen 1926). Tem-se então que o fluxo de calor por convecção na superfície ar/água é,

$$\phi_{convectivo} = B_R \times \phi_{evaporação} \quad (2.22)$$

Razão de Bowen (modificada por Bedient e Huber, 1992),

$$B_R = 0.00061 \times P_A \times \frac{T_i - T_A}{(e_s - e_a)} \quad (2.23)$$

3 EXPERIÊNCIAS SOBRE O ARREFECIMENTO DA ÁGUA EM RESERVATÓRIOS

3.1 TRABALHO EXPERIMENTAL

Para a determinação experimental da temperatura da água em reservatórios ao longo do tempo, efectuou-se uma simples montagem laboratorial (em recinto fechado), que consistiu em:

- Bacia de 45 cm de diâmetro com 16 cm de altura, isolada no fundo e nas paredes laterais com lã de rocha. Nesta bacia é colocada a água a uma temperatura T_0 .
- Dois termómetros de vidro com bolbo de mercúrio. Um foi colocado à superfície da água com o bolbo mergulhado na água e o outro com o bolbo mergulhado no fundo do tanque.
- Um indicador de temperatura e humidade do ar ambiente.



Figura 3.1- Indicador de temperatura e humidade

- Um medidor da velocidade do ar, sendo esta velocidade medida a uma altura de 30 cm em relação à superfície da água.



Figura 3.2- Medidor da velocidade e temperatura do ar

- Um ventilador de ar.
- Um cronómetro.

A água quente foi colocada dentro da bacia a uma temperatura T . Depois ligou-se o cronómetro obtendo-se os valores da temperatura T_0 para o instante $t=0$, temperatura do ar ambiente (T_a), % de humidade relativa e velocidade do vento. Ao longo do tempo retiraram-se novos valores, até que a variação da temperatura da água seja baixa. .

Nas figuras 3.3 e 3.4, apresentam-se os resultados experimentais da temperatura e tempo obtidos para as sete experiências.

Tabela 3.1- Condições ambientais e temperatura inicial da água para as sete experiências

	Temperatura do ar ambiente (°C)	Humidade relativa (%)	Velocidade do vento (m/s)	Temperatura inicial da água (°C)
Experiência 1	15	67	0	40
Experiência 2	28	33	0	41
Experiência 3	18	53	0	32
Experiência 4	16	60	0	35
Experiência 5	26	35	1,2	40
Experiência 6	22	42	2,1	41
Experiência 7	29	27	4,8	43

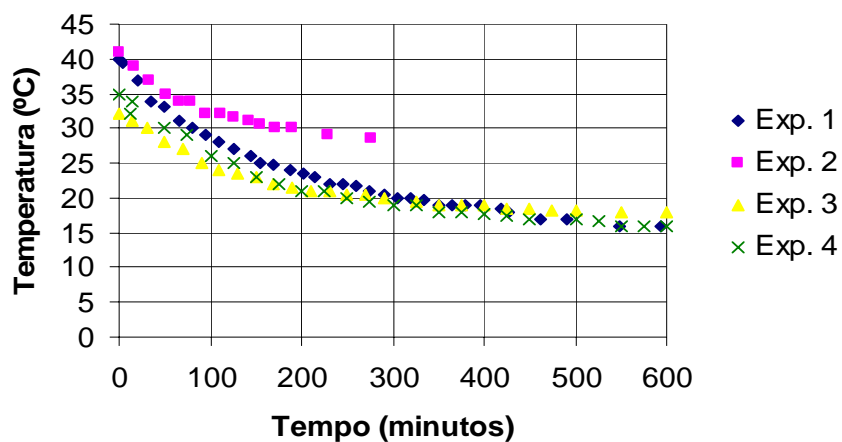


Figura 3.3 - Resultados experimentais da temperatura de arrefecimento da água em função do tempo e com ausência de vento

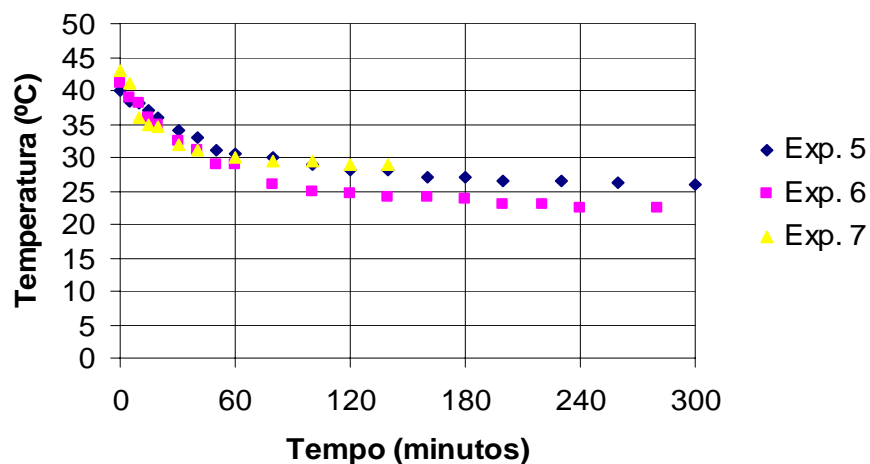


Figura 3.4 - Resultados experimentais da temperatura de arrefecimento da água em função do tempo e com existência de vento

3.2 PROPOSTA DE UM MODELO TEÓRICO PARA TRADUZIR O ARREFECIMENTO DA ÁGUA EM RESERVATÓRIOS

Para o presente trabalho verificou-se que a variação de temperatura ao longo da profundidade do tanque era desprezável, isto devido à pouca profundidade do mesmo. Pelo que se pode considerar que a temperatura T em $z=0$ (superfície da água) e $z = z_b$ (fundo do tanque) é a mesma. Como o estudo efectuado foi feito num recinto fechado, podemos

considerar que $\phi_z = 0$, logo $\frac{\partial H_z}{\partial z} = 0$

Então a equação (2.4), pode ficar:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{1}{\rho \times c_p \times \Delta z} \times (K + E) \frac{\partial T}{\partial z} \quad (3.1)$$

Com o tanque isolado nas paredes laterais e no fundo, a variação da temperatura da água no tanque ao longo do tempo deve-se às condições existentes à superfície da água, $(K + E) \times \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0} = -\beta \times \phi_0 - \phi_a + \phi_b + \phi_e + \phi_c$. Considerando que $\beta \phi_0$ (parte da radiação solar absorvida à superfície, $W \ m^{-2}$), ϕ_a (radiação térmica de ondas longas (incidentes - reflectidas, $W \ m^{-2}$)) e ϕ_b (radiação reflectida pela superfície da água, $W \ m^{-2}$), se podem desprezar, a equação (3.1) fica sob a seguinte forma:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{(\phi_e + \phi_c)}{\rho \times c_p \times \Delta z} \quad (3.2)$$

Pelo que para calcular a variação de temperatura ao longo do tempo, usou-se uma formulação explícita, utilizando para o tempo diferenças finitas à frente:

$$T_{i+1} = T_i - \frac{\Delta t}{\rho \times c_p \times \Delta z} \times (\phi_{e_i} + \phi_{c_i}) \quad (3.3)$$

Com a condição inicial: $T(0) = T_0$.

Com esta formulação elaborou-se um programa computacional em Matlab (anexo A) de forma a representar em figuras os valores de temperatura teóricos e experimentais,

de modo a validar o modelo através dessa comparação de valores das temperaturas.

Só que antes de efectuar o programa subsiste a dúvida, de qual a função vento a utilizar.

É que se verificou que são propostas muitas funções vento, consoante os autores, os locais e o meio onde está o fluido. Pelo que se efectuou o respectivo programa utilizando-se para o efeito uma função vento $f(\vec{W})$ que foi determinada através de uma análise dos resultados experimentais.

3.3 DETERMINAÇÃO DA FUNÇÃO VENTO $f(\vec{W})$

Muitos autores consideram a função vento descrita através da equação (3.4),

$$f(W) = a + b \times W \quad (3.4)$$

Esta equação tem um parâmetro relacionado com a velocidade do vento “b” e outro “a” que não está relacionado com tal velocidade. Neste trabalho vamos alterar as designações das letras “a” e “b” da equação (3.4), para W_0 , o parâmetro que não está relacionado com a velocidade do vento e o parâmetro b considera-se como uma constante. Pelo que se irá em primeiro lugar determinar o parâmetro W_0 e depois a constante.

A função $f(\vec{W})$ será determinada através dos resultados experimentais, atendendo a que:

$$\frac{dT}{dt} \cong \frac{\Delta T}{\Delta t} = - \frac{fluxo}{c_p \times \rho \times \Delta z} \quad (3.5)$$

$$fluxo = \phi_e + \phi_c \quad (3.6)$$

Sabendo que,

$$\phi_c = B_R \times \phi_e \quad (3.7)$$

$$\phi_e = \rho \times 1000 \times (2503 + T) \times (e_{s'} - e_a) \times f(\vec{W}) \quad (3.8)$$

Pelo que se pode obter:

$$f(\vec{W}) = -\frac{\Delta T}{\Delta t} \times \frac{c_p \times \Delta z}{(1 + B_R) \times 1000 \times (2503 + T) \times (e_{s'} - e_a)} \quad (3.9)$$

Com,

$$e_{s'} = 6.1275 \times \exp\left(\frac{17.27 \times T_i'}{(237.3 + T_i')}\right) \quad (3.10)$$

$$e_{a'} = \frac{H}{100\%} \times e_{s'} \quad (3.11)$$

$$P_A = 1013 - 0.1055 \times z \quad (3.12)$$

$$B_R = 0.00061 \times P_A \times \frac{T_i' - T_A}{(e_{s'} - e_{a'})} \quad (3.13)$$

Então com os resultados experimentais de temperaturas ($T_{\text{água}}$ e T_{ambiente}), tempo (t) e humidade relativa (%H_r), efectuou-se o cálculo de $f(\vec{W})$ pela equação (3.9)

3.3.1 DETERMINAÇÃO DO PARÂMETRO W_0

Sem vento tem-se $f(W) = W_0$, que será determinado a partir de experiências representadas na figura 3.3.

Introduzindo os resultados experimentais nas equações (3.9) a (3.13) obtêm-se os resultados indicados na figura 3.5.

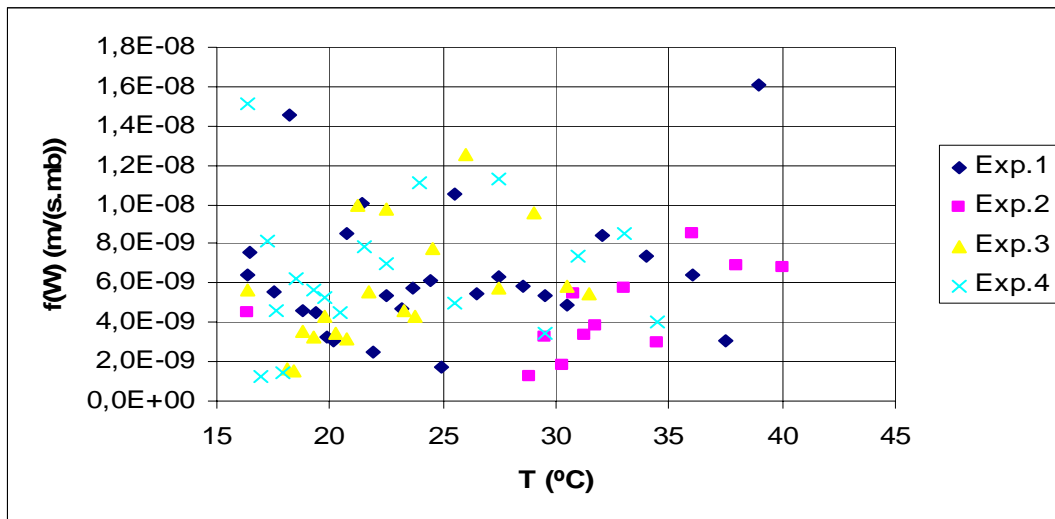


Figura 3.5- Determinação de $f(W)$ para as experiências com ausência de vento

3.3.1.1 HIPÓTESE $W_0 = \text{CONSTANTE}$

A generalidade dos autores considera W_0 constante, pelo que se decidiu analisar essa hipótese.

Através da análise da figura 3.5 podemos tirar os respectivos $f(\vec{W})_{\text{médios}}$

	Experiência 1	Experiência 2	Experiência 3	Experiência 4
$f(W)_{\text{médio}}$	6.45E-09	4.52E-09	5.56E-09	6.54E-09

Analisando estes valores tomou-se $W_0 = 6 \times 10^{-09} \text{ mb}^{-1} \text{ m.s}^{-1}$. Depois disto aplicou-se o programa em Matlab (Anexo A) para realizar a simulação numérica e assim comparar os valores de temperaturas teóricas com os valores experimentais. Sendo de realçar que quando $T \leq T_a$, tem-se $W_0 = 0$.

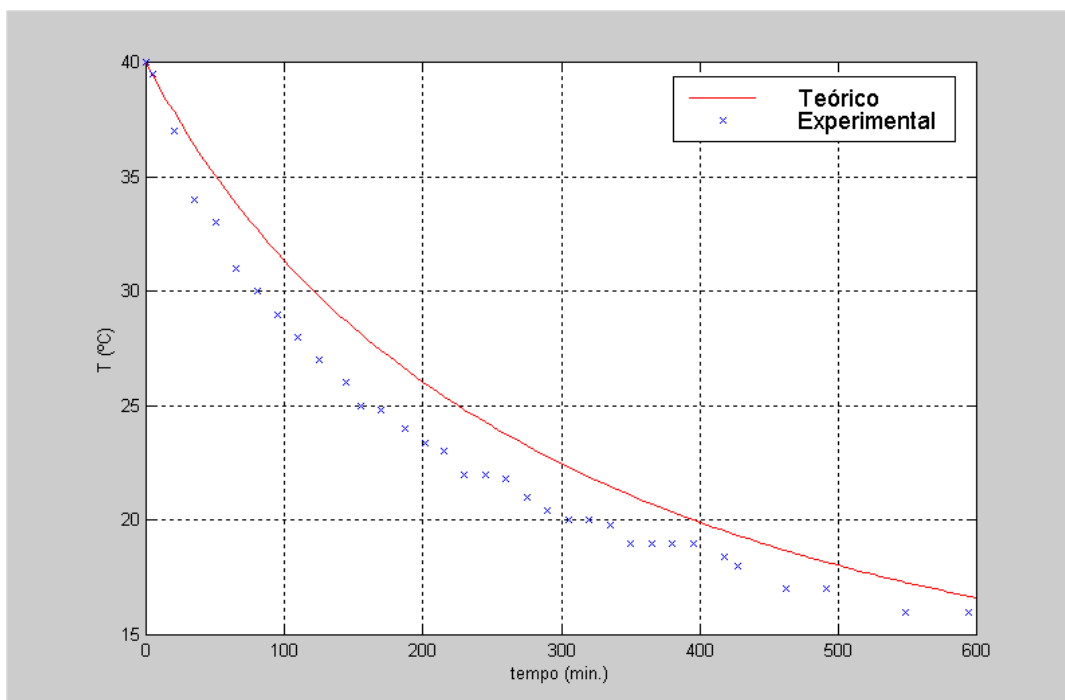


Figura 3.6- Comparação de resultados das temperaturas experimentais com os calculados teoricamente (1ª hipótese) para experiência 1, com $T_{\text{ar}}=15$ $^{\circ}\text{C}$, $T_{(0)}=40$ $^{\circ}\text{C}$, $\%H=67$ e $W=0$ m/s

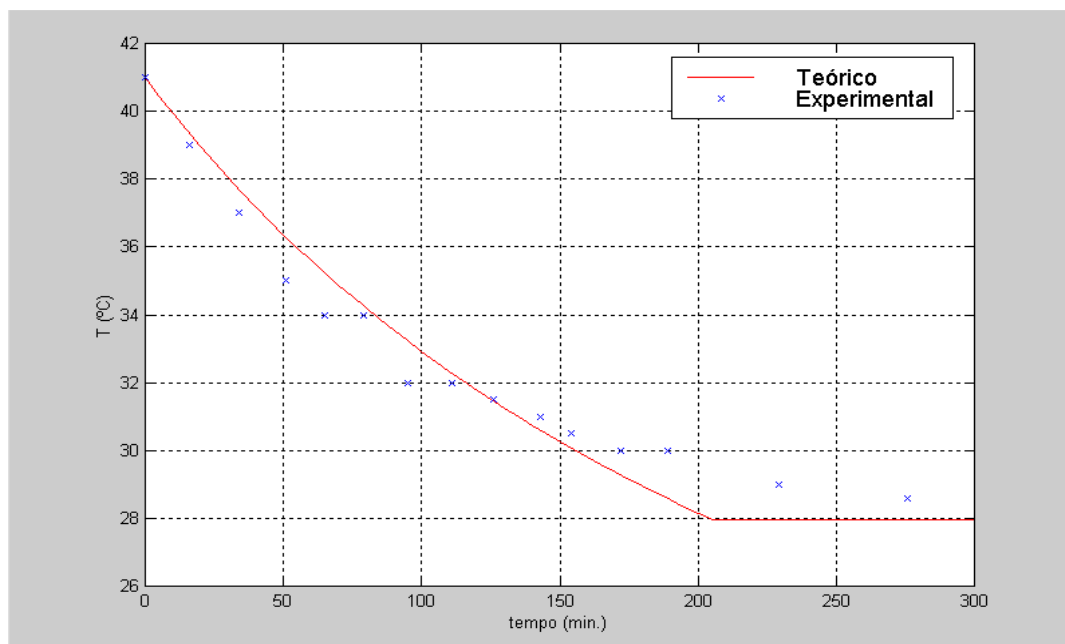


Figura 3.7- Comparação de resultados das temperaturas experimentais com os calculados teoricamente (1ª hipótese) para experiência 2, com $T_{\text{ar}}=28$ $^{\circ}\text{C}$, $T_{(0)}=41$ $^{\circ}\text{C}$, $\%H=33$ e $W=0$ m/s

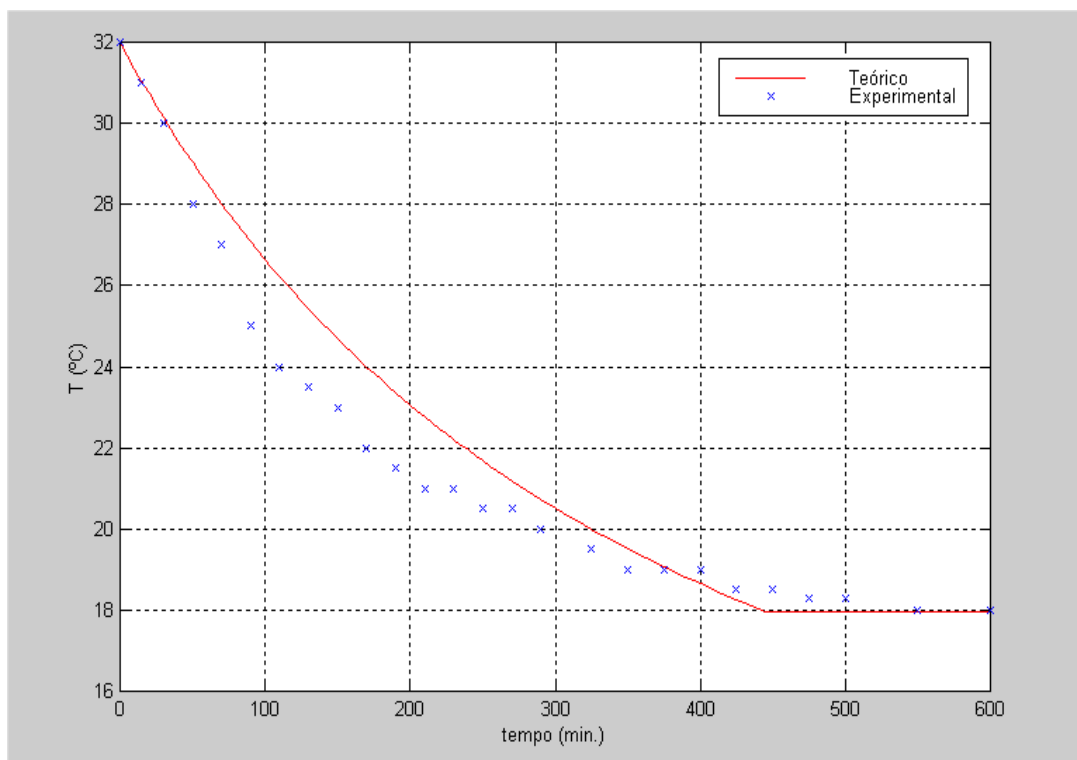


Figura 3.8- Comparação de resultados das temperaturas experimentais com os calculados teoricamente (1ª hipótese) para experiência 3, com $T_{ar}=18\text{ }^{\circ}\text{C}$, $T_{(0)}=32\text{ }^{\circ}\text{C}$, $\%H=53$ e $W=0\text{ m/s}$

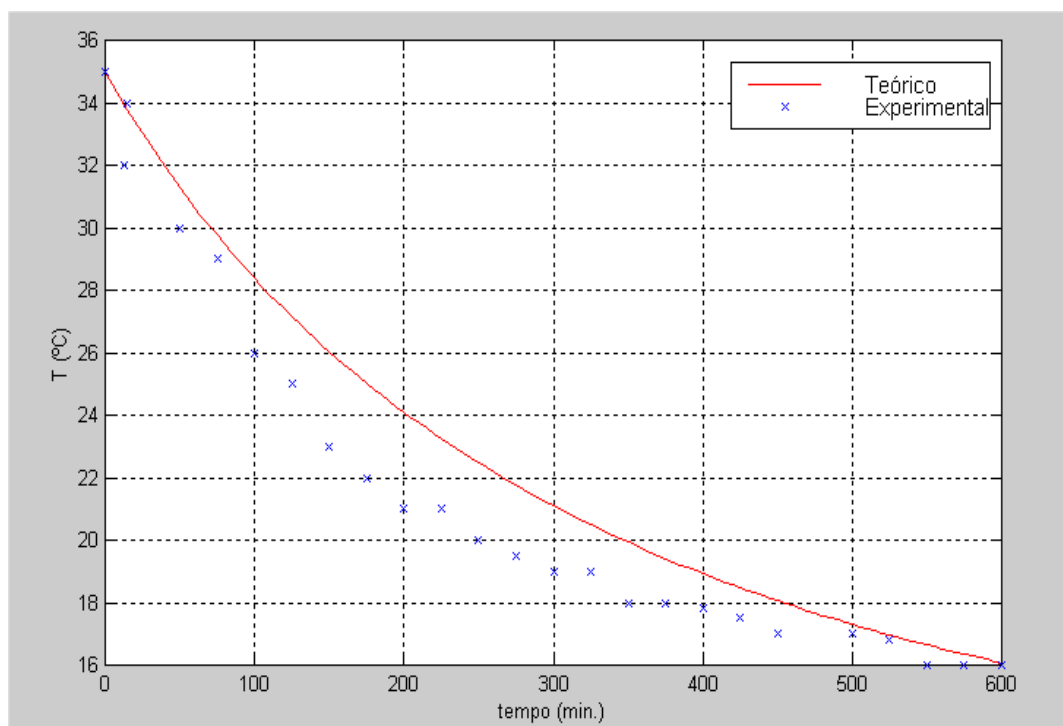


Figura 3.9- Comparação de resultados das temperaturas experimentais com os calculados teoricamente (1ª hipótese) para experiência 4, com $T_{ar}=16\text{ }^{\circ}\text{C}$, $T_{(0)}=35\text{ }^{\circ}\text{C}$, $\%H=60$ e $W=0\text{ m/s}$

Analisando estas quatro experiências, verifica-se que os resultados experimentais se afastam dos teóricos, pelo que provavelmente W_0 não é constante.

3.3.1.2 TEORIA SOBRE O COMPORTAMENTO DE W_0

Como se verificou que W_0 não é constante, com auxílio da Análise Dimensional formulou-se uma teoria para tentar explicar o seu comportamento.

Considera-se como um factor importante a diferença de temperaturas entre o ar na interface ar/água e o ar ambiente, sendo que o ar está saturado na interface com a temperatura igual à da água e o ar ambiente tem uma percentagem de humidade inferior a 100%

Parece razoável admitir que,

$$W_0 = f\left(\frac{T}{T_a}, \Delta\alpha, g\right) \quad (3.14)$$

em que $\Delta\alpha$ é a diferença entre as difusividades térmicas do ar à temperatura T e T_a

- Difusividade térmica

Pela lei de Fourier, tem-se

$$q_x = -k \frac{dT}{dx} = -\frac{k}{\rho \times c_p} \frac{d(\rho c_p T)}{dx} = -\alpha \frac{dU}{dx} \quad (3.15)$$

sendo U a energia térmica por unidade de volume e α a constante de proporcionalidade entre essa transferência de calor.

$$\alpha = \frac{k}{\rho \times c_p} = \left[\frac{\frac{\text{W}}{\text{m} \cdot \text{K}}}{\frac{\text{kg}}{\text{m}^3} \cdot \frac{\text{J}}{\text{kg} \cdot \text{K}}} = \frac{\text{m}^2}{\text{s}} \right] \quad (3.16)$$

$$LT^{-1} = L^{2n_1} T^{-n_1} \times L^{n_2} T^{2n_2}$$

$$\begin{cases} 1 = 2n_1 + n_2 \\ -1 = -n_1 - 2n_2 \end{cases} \Leftrightarrow \begin{cases} n_1 = 1/3 \\ n_2 = 1/3 \end{cases}$$

Pode considerar-se então que $\frac{W_0}{(\Delta\alpha \times g)^{1/3}} = \text{const.}$ (3.17)

A difusividade térmica para a gama de temperaturas em causa (15 °C a 45 °C) pode ser dada pela seguinte equação (Çengel, 1998)

$$\alpha = 1 \times 10^{-7} \times T - 2 \times 10^{-5} \text{ (m}^2/\text{s)} \text{ com a temperatura em Kelvin.} \quad (3.18)$$

$$\text{De modo que } \Delta\alpha = 1 \times 10^{-7} (T - T_a). \quad (3.19)$$

Substituindo na equação (3.17), resulta:

$$\frac{W_0}{\left[(9.8 \times 10^{-7})^{1/3} \times (T_{W_v} - T_{a_v})^{1/3} \right]} = \text{const.} \quad (3.20)$$

A constante foi então determinada através da equação (3.20) com W_0 calculado pela equação (3.9), porque neste caso $f(W) = W_0$. Tendo-se obtido os seguintes resultados:

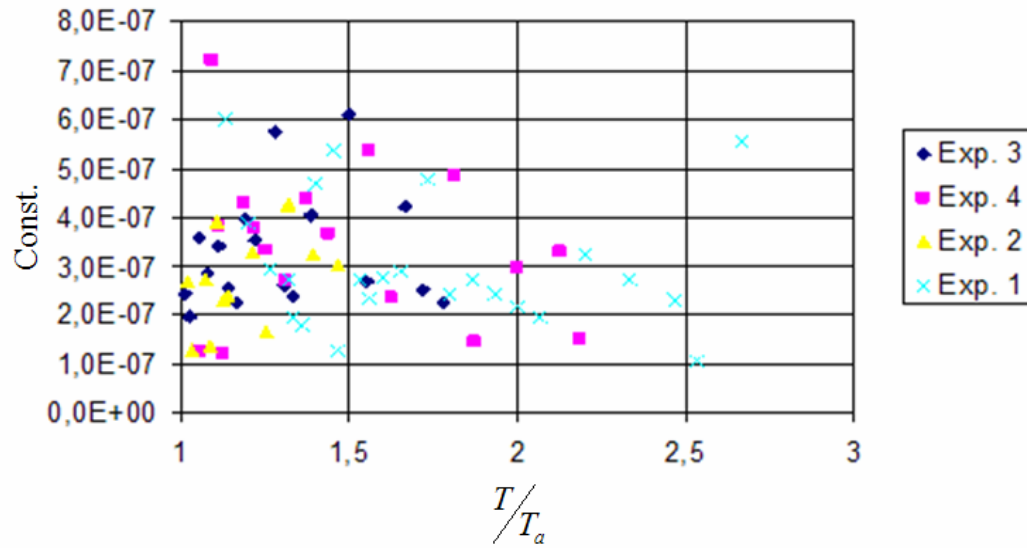


Figura 3.10- Determinação da constante, para as experiências com a ausência de vento

Experiência 1: const. $\approx 3.20 \times 10^{-7}$

Experiência 2: const. $\approx 2.60 \times 10^{-7}$

Experiência 3: const. $\approx 3.30 \times 10^{-7}$

Experiência 4: const. $\approx 3.37 \times 10^{-7}$

Não usando o valor obtido para a experiência 2, visto este se afastar significativamente dos restantes valores, tem-se para a constante o valor de $3.29 \times 10^{-7} \text{ mb}^{-1} (\text{°C})^{-1/3}$. Com este valor efectuou-se novamente a simulação numérica com programa em Matlab (anexo A), sendo agora o parâmetro W_0 usado no programa para o cálculo de $f(W)$, dado por:

$$W_0 = 3.29 \times 10^{-7} \times (9.8 \times 10^{-7})^{1/3} \times (T - T_a)^{1/3} \quad \text{mb}^{-1} \text{m.s}^{-1} \quad (3.21)$$

Os resultados obtidos com esta nova simulação são os que se representaram nas figuras 3.11 a 3.14.

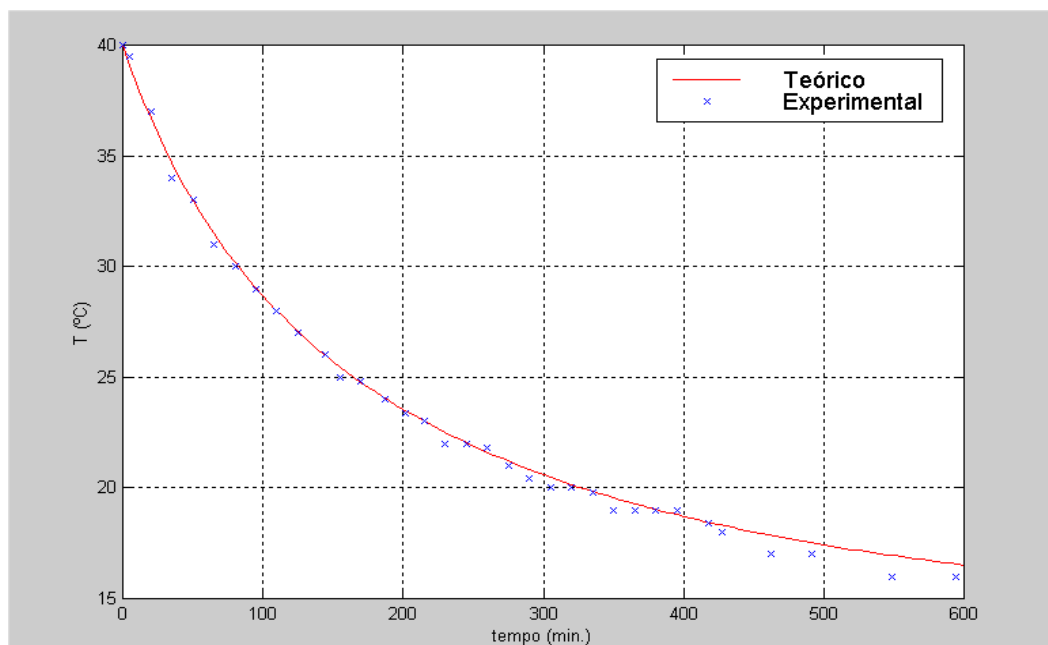


Figura 3.11- Comparação de resultados das temperaturas experimentais com os calculados teoricamente (2ª hipótese) para experiência 1, com $T_{ar}=15\text{ °C}$, $T_{(0)}=40\text{ °C}$, $\%H=67$ e $W=0\text{ m/s}$

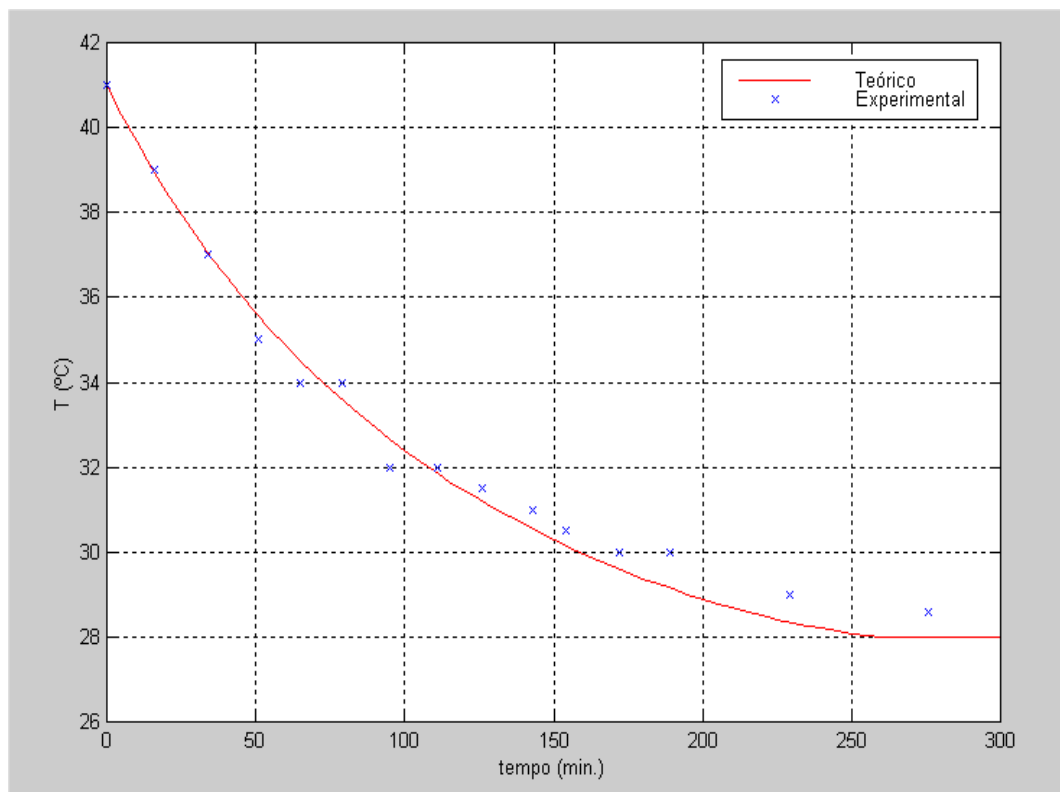


Figura 3.12- Comparação de resultados das temperaturas experimentais com os calculados teoricamente (2ª hipótese) para experiência 2, com $T_{ar}=28\text{ °C}$, $T_{(0)}=41\text{ °C}$, $\%H=33$ e $W=0\text{ m/s}$

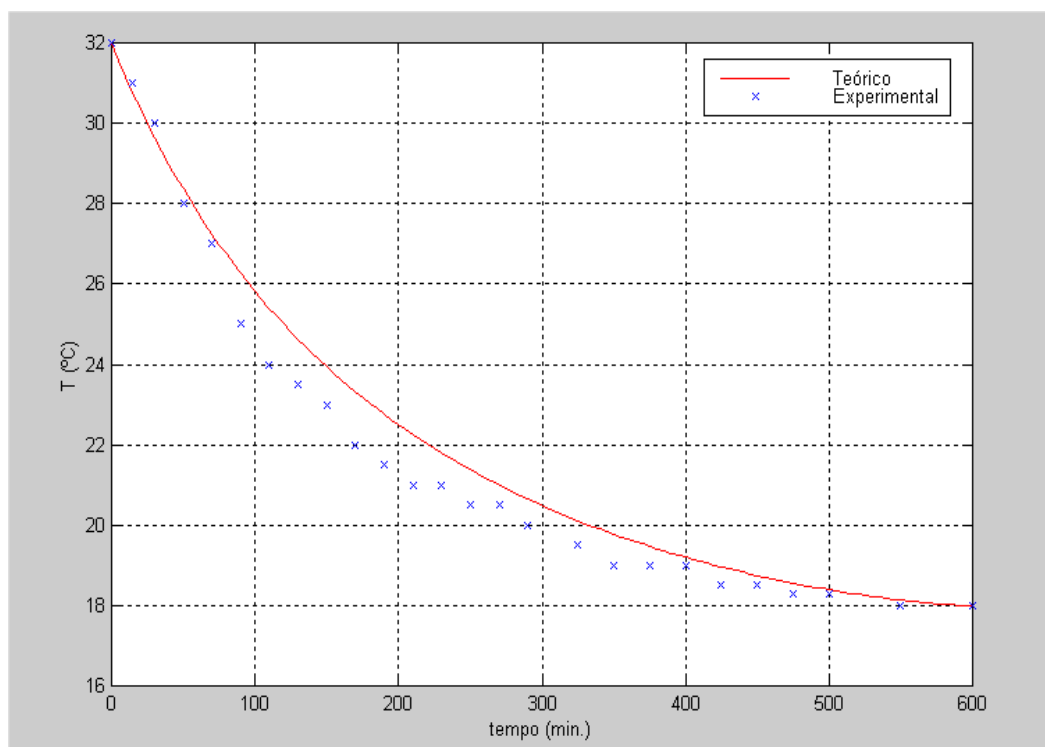


Figura 3.13- Comparação de resultados das temperaturas experimentais com os calculados teoricamente (2ª hipótese) para experiência 3, com $T_{ar}=18^{\circ}\text{C}$, $T_{(0)}=32^{\circ}\text{C}$, $\%H=53$ e $W=0\text{ m/s}$

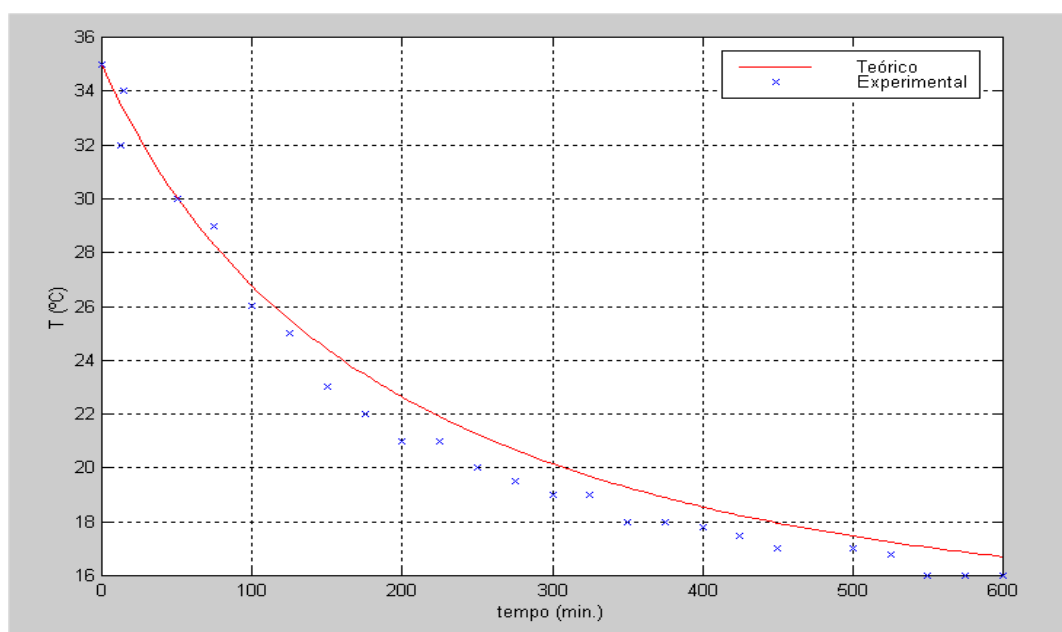


Figura 3.14- Comparação de resultados das temperaturas experimentais com os calculados teoricamente (2ª hipótese) para experiência 4, com $T_{ar}=16^{\circ}\text{C}$, $T_{(0)}=35^{\circ}\text{C}$, $\%H=60$ e $W=0\text{ m/s}$

Os resultados desta nova análise dão uma melhor aproximação entre os resultados teóricos e os experimentais. Verifica-se que, de facto, o parâmetro W_0 depende das temperaturas. Pelo que se vai considerar:

$$\boxed{W_0 = 3.268 \times 10^{-9} \times (T - T_a)^{1/3} \frac{m}{mb.s}} \quad (3.22)$$

3.3.2 DETERMINAÇÃO DO PARÂMETRO b

Nesta secção pretende-se efectuar o cálculo do parâmetro b da função $f(\vec{W}) = W_0 + b \times W$, pelo que $b = \frac{f(\vec{W}) - W_0}{W}$. Sendo o parâmetro W_0 determinado anteriormente e $f(W)$ calculado experimentalmente através da equação (3.9).

Só que se verifica através dos resultados experimentais que $f(W)$ tende para o valor zero à medida que a temperatura da água se vai aproximando da temperatura ambiente, o que não acontece com a função descrita até ao momento. Então, como alternativa, ir-se-á usar uma variável que não altera as unidades de b e que tenha a ver com o referido sistema. Sendo as variáveis que mais influenciam o sistema em estudo, a temperatura da água e a temperatura ambiente, admitir-se-á, $b = const. \times \ln\left(\frac{T}{T_a}\right)$.

Então a função vento passa ter seguinte forma:

$$f(\vec{W}) = W_0 + const. \times \ln\left(\frac{T}{T_a}\right) \times W \quad (3.23)$$

Pelo que,

$$const = \frac{f(W) - W_0}{\ln\left(\frac{T}{T_a}\right) \times W} \quad (3.24)$$

Efectuou-se este cálculo com os resultados experimentais das experiências 5, 6 e 7, tendo-se obtido os seguintes valores:

Experiência 5: $const = 1.57 \times 10^{-8}$

Experiência 6: $const = 0.93 \times 10^{-8}$

Experiência 7: $const = 1.03 \times 10^{-8}$

Considera-se a constante como sendo a média das três experiências, uma vez que os seus valores não são muito diferentes. Obtendo-se $const = 1.18 \times 10^{-8} \text{ mb}^{-1}$. Com este valor obtiveram-se os resultados indicados nas figuras (3.15) a (3.17).

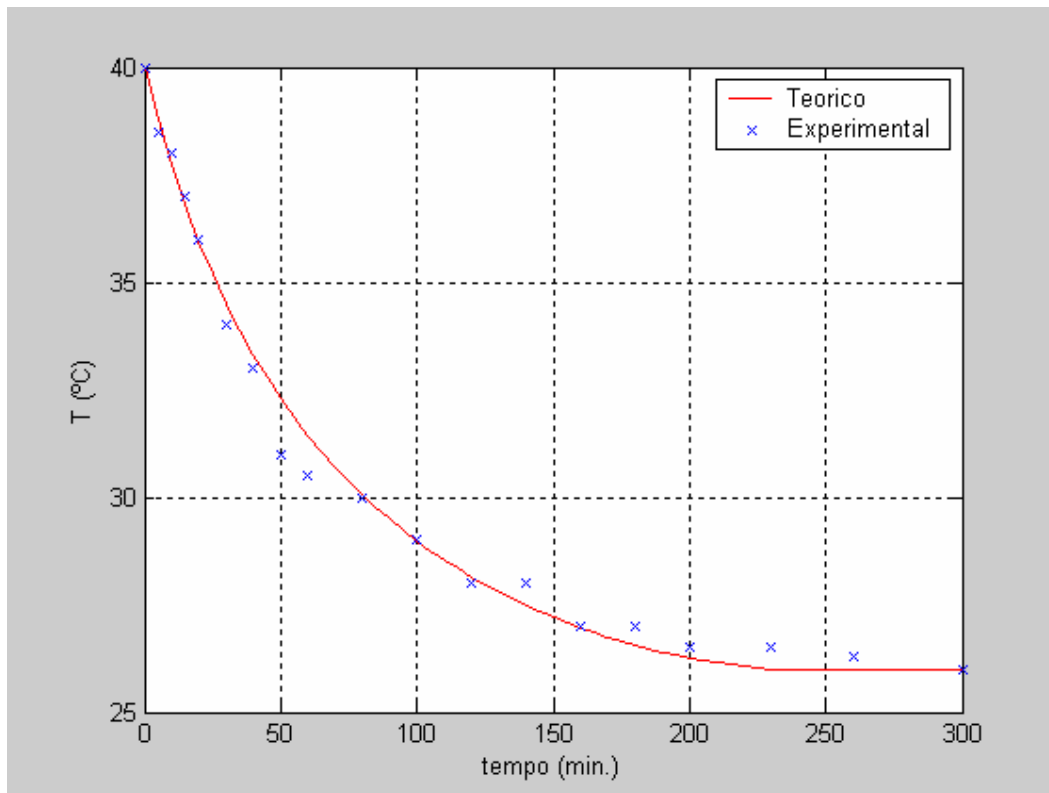


Figura 3.15- Comparação de resultados das temperaturas experimentais com os calculados teoricamente para a experiência 5, com $T_{ar}=26^{\circ}\text{C}$, $T_{(0)}=40^{\circ}\text{C}$, $\%H=35$ e $W= 1.2 \text{ m/s}$

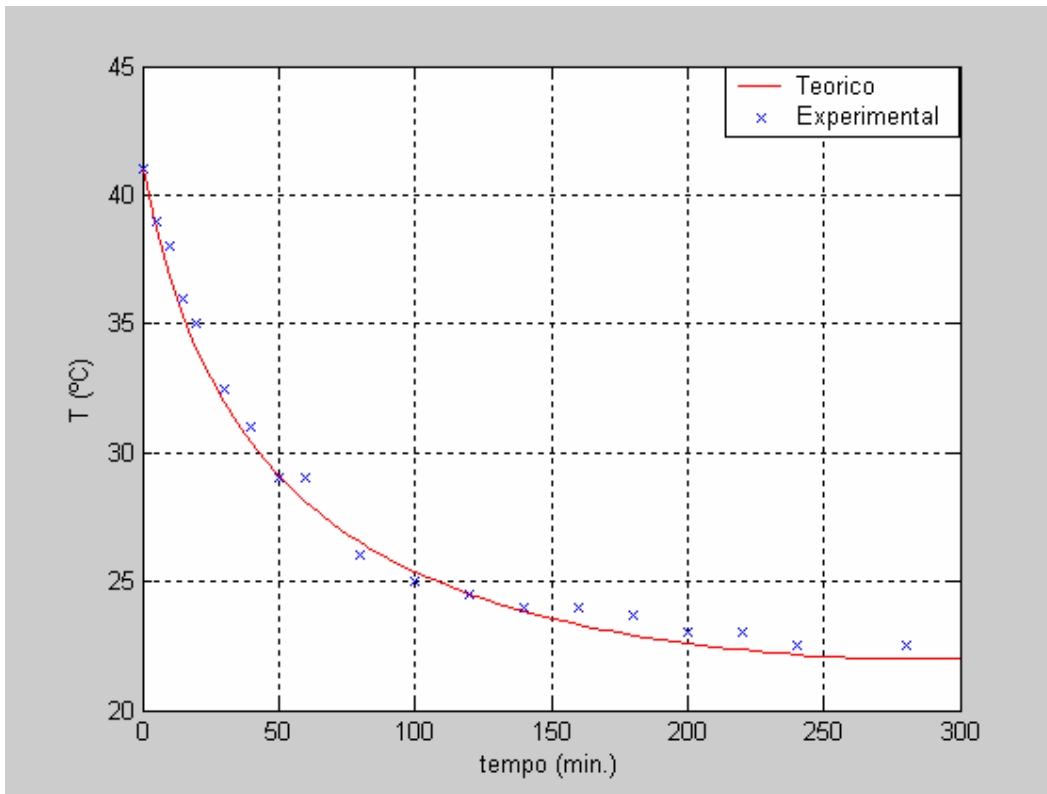


Figura 3.16- Comparação de resultados das temperaturas experimentais com os calculados teoricamente a para experiência 6, com $T_{ar}=22^{\circ}\text{C}$, $T_{(0)}=41^{\circ}\text{C}$, $\%H=41$ e $W= 2.1 \text{ m/s}$

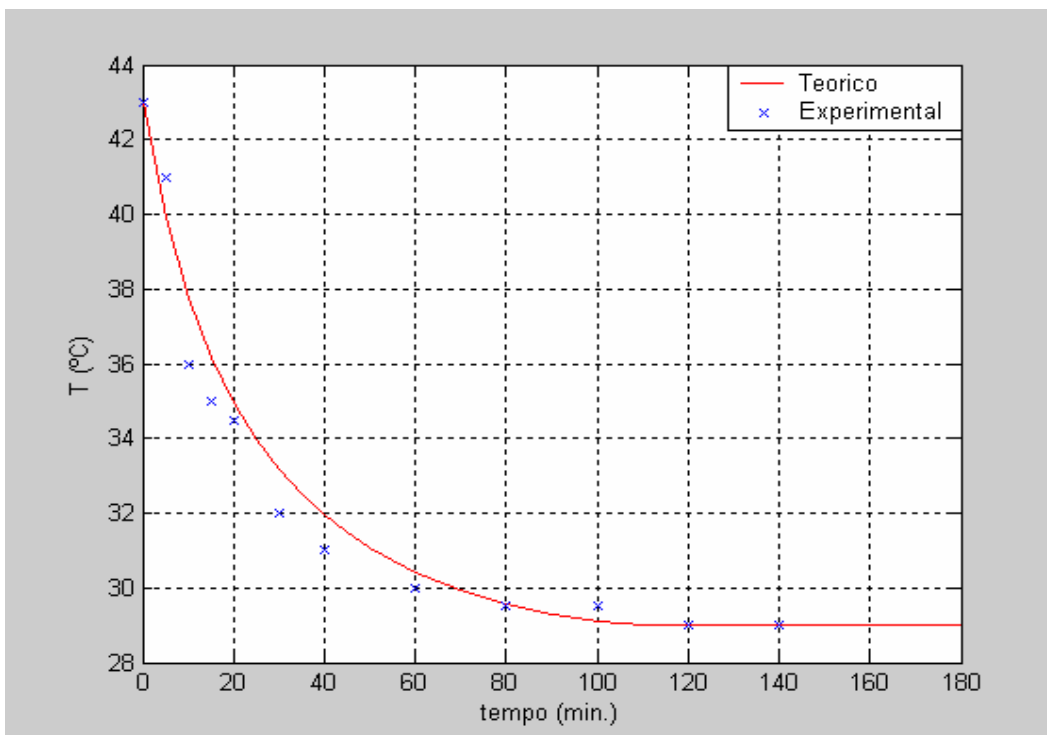


Figura 3.17- Comparação de resultados das temperaturas experimentais com os calculados teoricamente a para experiência 7, com $T_{ar}=29^{\circ}\text{C}$, $T_{(0)}=43^{\circ}\text{C}$, $\%H=27$ e $W= 4.8 \text{ m/s}$

Como resultado final, podemos concluir que a função vento $f(W)$ pode ser aproximada pela seguinte expressão:

$$\begin{aligned} f(W) &= 3.268 \times 10^{-9} \times (T - T_a)^{1/3} + 1.18 \times 10^{-8} \times W \times \ln\left(\frac{T}{T_a}\right) \\ &= 1.18 \times 10^{-8} \left[0.277 \times (T - T_a)^{1/3} + W \times \ln\left(\frac{T}{T_a}\right) \right] \end{aligned} \quad (3.25)$$

Atendendo a que o factor b foi calculado para uma altura de 0.30 metros e os factores que aparecem tabelados são para uma altura de 2 metros, terá então que se efectuar a respectiva correcção para uma altura de 2 metros.

$$b_{2m} = \alpha^c \times b_{z,m} \text{ e que } \frac{W_{2m}}{W_z} = \frac{\ln\left(\frac{2}{z_0}\right)}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)} = \frac{1}{\alpha} \quad (3.26)$$

Com,

W_{2m} = velocidade do vento desejada a uma elevação de 2 m;

W_z = velocidade do vento conhecida a uma altura z ,

z_0 = altura da rugosidade à superfície da água causada pelo vento (assume-se 0,09 cm para uma velocidade de vento < 5 mph (2,24 m/s) e 0,46 cm para uma velocidade do vento > 5 mph (2.24 m/s)).

Para o cálculo de α , tem-se :

- Para uma velocidade do vento < 2.24 m/s

$$\frac{1}{\alpha} = \frac{\ln\left(\frac{2}{0.0009}\right)}{\ln\left(\frac{0.30}{0.0009}\right)} \Leftrightarrow \alpha = 0.7538 \quad (3.27)$$

$$b_{2m} = 0.7538 \times 1.18 \times 10^{-8} = 8.89 \times 10^{-9} \quad (3.28)$$

$$W_{2m} = \frac{1}{0.7538} \times W_z \quad (3.29)$$

• *Para uma velocidade do vento > 2.24 m/s*

$$\frac{1}{\alpha} = \frac{\ln\left(\frac{2}{0.0046}\right)}{\ln\left(\frac{0.30}{0.046}\right)} \Leftrightarrow \alpha = 0.4971 \quad (3.30)$$

$$b_{2m} = 0.4971 \times 1.18 \times 10^{-8} = 5.86 \times 10^{-9} \quad (3.31)$$

$$W_{2m} = \frac{1}{0.4971} \times W_z \quad (3.32)$$

4 TRANSFERÊNCIA DE ENERGIA NAS DESCARGAS DE ÁGUA QUENTE NO MEIO HÍDRICO E SUA MODELAÇÃO MATEMÁTICA

No capítulo anterior apenas se calculou a variação da temperatura ao longo do tempo para um meio hídrico estagnado, considerando os fluxos de energia por convecção e evaporação à superfície. Mas se passarmos para um caso real, ou seja, tem-se que o meio hídrico se situa num local em que está sujeito às várias condições atmosféricas e do meio topográfico envolventes, assim como a quantidade de movimento do próprio fluido existente nesse meio. Nestas situações a variação da temperatura num determinado local e tempo está sujeita a várias condições.

A presente secção tem como objectivo apresentar os métodos analíticos para a transferência de energia entre o meio hídrico e suas vizinhanças. Esses métodos estão inseridos num programa numérico (Heat_Source V_7.0) em Visual Basic (Matthew Boyd, 1996) com recurso à folha de cálculo do Excel. Este programa é constituído por módulos que podem simular o cálculo do escoamento hidráulico em canais abertos, da transferência de energia, da sombra efectiva e da temperatura no referido canal.

Foi efectuada uma nova versão do modelo computacional a que se deu o nome Heat_Source V_7.1_Pt, que é adaptada às condições geográficas de Portugal, assim como se fez a introdução da nova função vento, determinada no capítulo 3.

4.1 EQUAÇÃO DA TRANSFERÊNCIA DE ENERGIA

Considera-se que a taxa de variação da temperatura num determinado volume de água, pertencente a uma determinada corrente (ou rio) com uma determinada velocidade, apenas varia com a posição longitudinal (x), uma vez que se assume que a mistura é quase perfeita, pelo que os gradientes de temperatura transversais são desprezáveis. Tendo-se então a seguinte equação unidimensional da taxa de variação da temperatura,

$$\frac{\partial T_w}{\partial t} = - \underbrace{U \cdot \frac{\partial T_w}{\partial x}}_{\text{convecção}} + \underbrace{D_L \cdot \frac{\partial^2 T_w}{\partial x^2}}_{\text{Dispersão}} + \underbrace{\frac{\phi_{total}}{Cp_{\text{água}} \cdot \rho_{\text{água}} \cdot \bar{d}_w}}_{\text{Transferência de energia}} \quad (4.1)$$

Transferência de massa

Os fenómenos de convecção e dispersão são consequência dos processos de transferência de massa que se referem ao movimento e mistura da água no respectivo sistema hídrico. O movimento convectivo da água é função da velocidade de escoamento da água (U_x), pelo que este fenómeno só ocorre numa dada direcção, que é a do escoamento. Tendo-se então que o movimento convectivo da água apenas redistribui a energia térmica na direcção do escoamento. Pois nenhuma energia térmica é ganha ou perdida pelo sistema devido ao movimento convectivo da água, assumindo-se que os processos mecânicos de transferência de massa tais como a fricção e compressão são desprezáveis. Pelo que a energia térmica apenas é transferida na direcção longitudinal como função da velocidade de escoamento. Já os processos de dispersão ocorrem em ambas as direcções ao longo do eixo longitudinal (x), sendo que neste caso, também como no movimento convectivo da água, a energia térmica existente no sistema é conservada. A dispersão apenas a redistribui em ambas as direcções.

O coeficiente de dispersão (D_L), pode ser calculado através das dimensões, rugosidade e caudal da respectiva corrente de água, ou rio (Fischer et al. 1979).

$$D_L = 0.011 \cdot \frac{U^2 \cdot W_w^2}{U_s \cdot \bar{d}_w} \quad (4.2)$$

A velocidade tangencial, U_s , é resultado das forças de fricção exercidas pela água na fronteira com o leito do rio. Pelo que se obtém a velocidade tangencial como função da tensão tangencial no leito do rio (Martin e McCutcheon, 1999).

$$\tau = \rho_{\text{água}} \cdot g \cdot \bar{d}_w \cdot S_0 \quad (4.3)$$

$$U_s = \sqrt{\frac{\tau}{\rho_{\text{água}}}} = \sqrt{g \cdot \bar{d}_w \cdot S_0} \quad (4.4)$$

Os métodos usados para o desenvolvimento da equação (4.1) consistem essencialmente no somatório da troca de energia térmica entre o sistema hídrico e as vizinhanças que rodeiam esse meio e também dos processos físicos que redistribuem a energia térmica dentro do meio hídrico. A troca de energia térmica entre o sistema hídrico e os processos físicos (transferência de massa dinâmica) que redistribuem a energia térmica dentro do meio hídrico, são referidos nos capítulos seguintes.

Então para efectuar o cálculo da temperatura da água ir-se-á efectuar uma aproximação por diferenças finitas para os três modos de transporte de energia (convecção, dispersão e transferência de energia com as vizinhanças).

Para o cálculo da temperatura é usado o método predictor-corrector de Euler.

McCormick (1969) mostrou uma aproximação predictor - corrector para as equações unidimensionais de convecção e dispersão sob a forma de derivadas parciais. Esta aproximação usa dois declives ($^{\circ}\text{C/s}$) que consistem no num declive com diferenças finitas à frente para as equações de derivadas parciais usadas no método de Euler e o outro declive que usa diferenças finitas atrás, ou seja:

- Primeira aproximação (t) para o declive usando-se diferenças finitas à frente (McCormick, 1969),

$$S_{1,t} = -U \cdot \frac{T_{w_{i+1}}^t - T_{w_i}^t}{dx} + D_L \cdot \frac{T_{w_{i+1}}^t - 2 \cdot T_{w_i}^t + T_{w_{i-1}}^t}{dx^2} + \frac{(\phi_{total})^t}{\rho_{\text{água}} \cdot Cp_{\text{água}} \cdot \bar{d}_w} \quad (4.5)$$

- Primeira aproximação diferença à frente (t) para o método de cálculo predictor de Euler,

$$T_{w_i}^{t+1} = T_{w_i}^t + S_{1,t} \cdot dt \quad (4.6)$$

- Segunda aproximação (t+1) para o declive, usando-se diferenças finitas atrás (McCormick, 1969),

$$S_{2,t} = -U \cdot \frac{T_{w_i}^{t+1} - T_{w_{i-1}}^{t+1}}{dx} + D_L \cdot \frac{T_{w_{i+1}}^{t+1} - 2 \cdot T_{w_i}^{t+1} + T_{w_{i-1}}^{t+1}}{dx^2} + \frac{(\phi_{total})^{t+1}}{\rho_{\text{água}} \cdot Cp_{\text{água}} \cdot \bar{d}_w} \quad (4.7)$$

- Segunda aproximação (t), diferença atrás, para o cálculo predictor final (McCormick, 1969)

$$T_{w_i}^{t+1} = T_{w_i}^t + \left(\frac{S_{1,t} + S_{2,t}}{2} \right) \cdot dt \quad (4.8)$$

Variáveis,

Medidas/conhecidas:

- $C_{p_{H_2O}}$: Calor específico da água (J/Kg. °C)
 dx: Passo longitudinal do modelo (m)
 ρ_{H_2O} : Densidade da água (998.2 kg/m³)
 x: Distancia longitudinal (m)
 t: Tempo (s)

Calculadas:

- D_L : Coeficiente de dispersão (m²/s)
 \bar{d}_w : Profundidade média da coluna de água (m)
 Φ_{total} : Fluxo total de calor (W/m²)
 $S_{1,t}, S_{2,t}$: Aproximação dos declives (°C/s)
 T_w : Temperatura da água (°C)
 U: Velocidade média do escoamento (m/s)
-

Secção do programa computacional (Heat_Source V7.1_Pt) que efectua o cálculo da equação 4.1, pelo método de McCormick:

Sub SubMcCormick1(prog, Executable_TXT, Task_TXT)

Dim T0 As Double, T1 As Double, T2 As Double

Dim Shear_Velocity As Double

Dim Dummy1 As Double, Dummy2 As Double

'=====

'Calc Forward Difference "S1" of McCormick Method (1° Declive)

'Calculate temperature (first estimate)

```

' T(t,i) = Stream temperature
' t = time
' i = simulation node
'=====

Flag_BC = 1
Node = 0
Do While StreamLength - (Node * dx / 1000) >= 0
  If Flag_BC = 0 Then
    If Flag_SkipNode(Node) = 0 Then
      If StreamLength - ((Node + 1) * dx / 1000) > 0 Then
        T0 = T(0, Node - 1)
        T1 = T(0, Node)
        T2 = T(0, Node + 1)
      Else
        T0 = T(0, Node - 1)
        T1 = T(0, Node)
        T2 = T(0, Node)
      End If
      If theSlope(Node) <= 0 Then
        Shear_Velocity = theVelocity(Node, 1)
      Else
        Shear_Velocity = Sqr(9.8 * theDepth(Node, 1) * theSlope(Node))
      End If
      Dispersion(Node) = 0.011 * theVelocity(Node, 1) ^ 2 * theWidth(Node) ^ 2 /
(theDepth(Node, 1) * Shear_Velocity)
      If Node > 1 Then
        If Dispersion(Node) * dt / dx ^ 2 > 0.5 Then Dispersion(Node) =
Dispersion(Node - 1)
      End If
      Dummy1 = -theVelocity(Node, 1) * (T1 - T0) / dx
      Dummy2 = Dispersion(Node) * (T2 - 2 * T1 + T0) / dx ^ 2
      S1(Node) = Dummy1 + Dummy2 + Delta_T(Node) / dt
      ' Sendo de notar que , Delta_T(Node) = FLUX_Total(Node) *dt/(theDepthAve(Node)*Cp
* P)

```

```

        T(1, Node) = T(0, Node) + S1(Node) * dt
    Else
        T(1, Node) = T_Last
    End If
Else
    T(1, Node) = T_BC(theHour)
End If
Flag_BC = 0
Node = Node + 1
Loop
End Sub

Sub SubMcCormick2(prog, Executable_TXT, Task_TXT)
    Dim T0 As Double, T1 As Double, T2 As Double, S2 As Double
    Dim Dummy1 As Double, Dummy2 As Double
    Dim Msg, Style, Title, Help, Ctxt, response, MyString

    '=====
    'Calc Backward Difference "S2" of McCormick Method (2° Declive)
    '=====

    Flag_BC = 1
    Node = 0
    Do While StreamLength - (Node * dx / 1000) >= 0
        If Flag_BC = 0 Then
            If Flag_SkipNode(Node) = 0 Then
                If StreamLength - ((Node + 1) * dx / 1000) > 0 Then
                    T0 = T(1, Node - 1)
                    T1 = T(1, Node)
                    T2 = T(1, Node + 1)
                Else
                    T0 = T(1, Node - 1)
                    T1 = T(1, Node)
                    T2 = T(1, Node)
                End If
            End If
        End If
    End Sub
    '=====

```



```

'Final McCormick Finite Difference Calc.
'=====
Dummy1 = -theVelocity(Node, 1) * (T1 - T0) / dx
Dummy2 = Dispersion(Node) * (T2 - 2 * T1 + T0) / dx ^ 2
S2 = Dummy1 + Dummy2 + Delta_T(Node) / dt
T(1, Node) = T(0, Node) + ((S1(Node) + S2) / 2) * dt
Else
    T(1, Node) = T_Last
End If
'=====

```

4.2 TRANSFERÊNCIA DE ENERGIA TÉRMICA

Sabe-se da equação 4.1, que as parcelas correspondentes ao fenómeno de transferência de massa não são responsáveis pela transferência de energia, apenas a redistribuem no meio hídrico. Pelo que os principais processos de transferência de energia que controlam a temperatura do meio hídrico são a radiação solar, radiação térmica (radiação de ondas longas), evaporação, convecção ar/superfície da água e condução leito/água. Então o fluxo total de energia da equação 4.1 é dado por,

$$\phi_{total} = \phi_{solar} + \phi_{térmica} + \phi_{evaporação} + \phi_{convecção} + \phi_{evaporação} + \phi_{condução} \quad (4.9)$$

Com a excepção da radiação solar, que apenas fornece energia térmica ao referido sistema hídrico, todos os outros processos podem fornecer ou remover energia térmica do sistema hídrico.

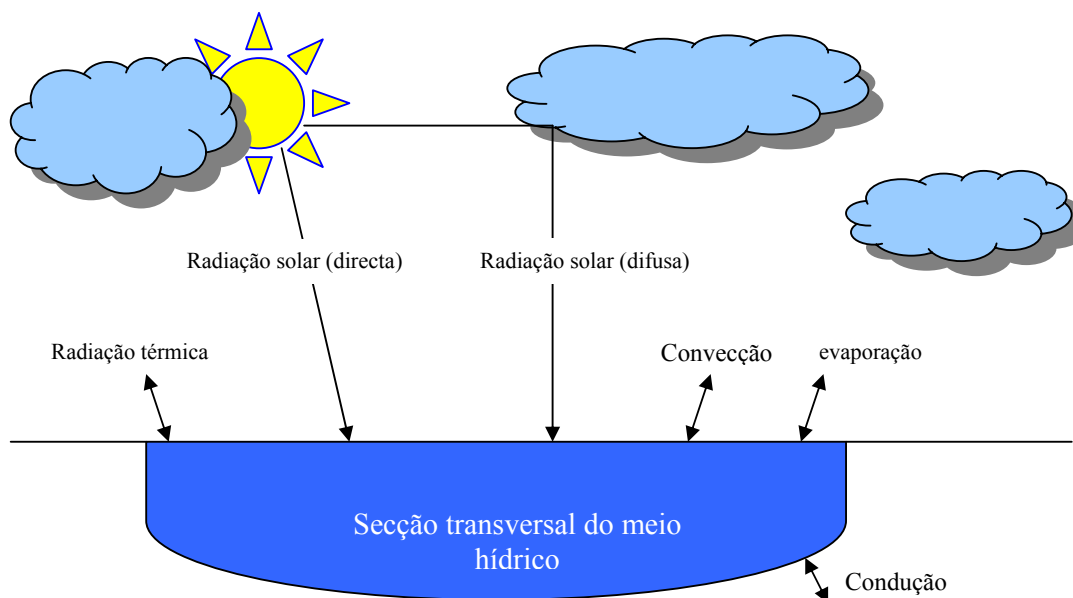


Figura 4.1- Processos de transferência de energia térmica

4.2.1 RADIAÇÃO SOLAR

O tipo de radiação electromagnética que é pertinente tratar para a transferência de calor, é a radiação térmica, a qual está compreendida entre 0.1 a 100 μm e engloba toda a radiação infravermelho e visível assim como uma porção da radiação ultravioleta.

A radiação solar após atravessar a atmosfera atinge a superfície terrestre com três componentes, radiação solar directa, radiação solar difusa e a radiação solar reflectida (albedo). A restante radiação é absorvida ou reflectida para fora da atmosfera pelos elementos atmosféricos.

4.2.1.1 TEMPO SOLAR RELATIVO À TERRA

A intensidade da radiação solar que chega à Terra varia consoante a época do ano e a hora do dia, pelo que é muito comum usar o calendário Juliano¹, para calcular os parâmetros solares. Mas como o nosso calendário actual é o Gregoriano, que foi

¹ Calendário estabelecido por Júlio César em 46 A.C., que estabelece que um ano tenha 365 dias

introduzido pelo Papa Gregório XIII em 1582 em substituição do calendário Juliano, teremos então que calcular o dia Juliano² como uma expressão com parâmetros do calendário actual, ou seja:

$$t_{JD} = INT[365.25 \cdot (Y + 4716)] + INT[30.6001 \cdot (M + 1)] + D + B - 1524.5 \quad (4.10)$$

Com,

$$A = INT\left(\frac{Y}{100}\right) \quad B = 2 - A + INT\left(\frac{A}{4}\right)$$

Quanto à hora do dia há que ter uma hora de referência mundial, UTC (Universal Coordinated Time), tendo sido essa hora implementada em Greenwich, Inglaterra a qual é baseada no movimento da Terra. Porque se sabe que consoante o local em que se está no Planeta Terra, a hora poderá ser diferente em relação à hora no meridiano de Greenwich, existe também um factor correctivo (t_{zone}) de que são dados alguns exemplos na tabela 4.1, retirados da figura 4.2.

Tabela 4.1- Factor correctivo e Meridiano como função do nome da zona

Nome da zona	letra	Factor correctivo t_{zone} , (horas)	Meridiano central
Este (USA)	R	-5	-75°
Central (USA)	S	-6	-90°
Montanha (USA)	T	-7	-105°
Pacífico (USA)	U	-8	-120°
Portugal	Z	0	-20°

² Um período de tempo usado em círculos astronómicos, ou seja órbita dos planetas, sendo definido como o número de dias desde 1 de Janeiro, 4713 AEC (Antes da Era Comum).

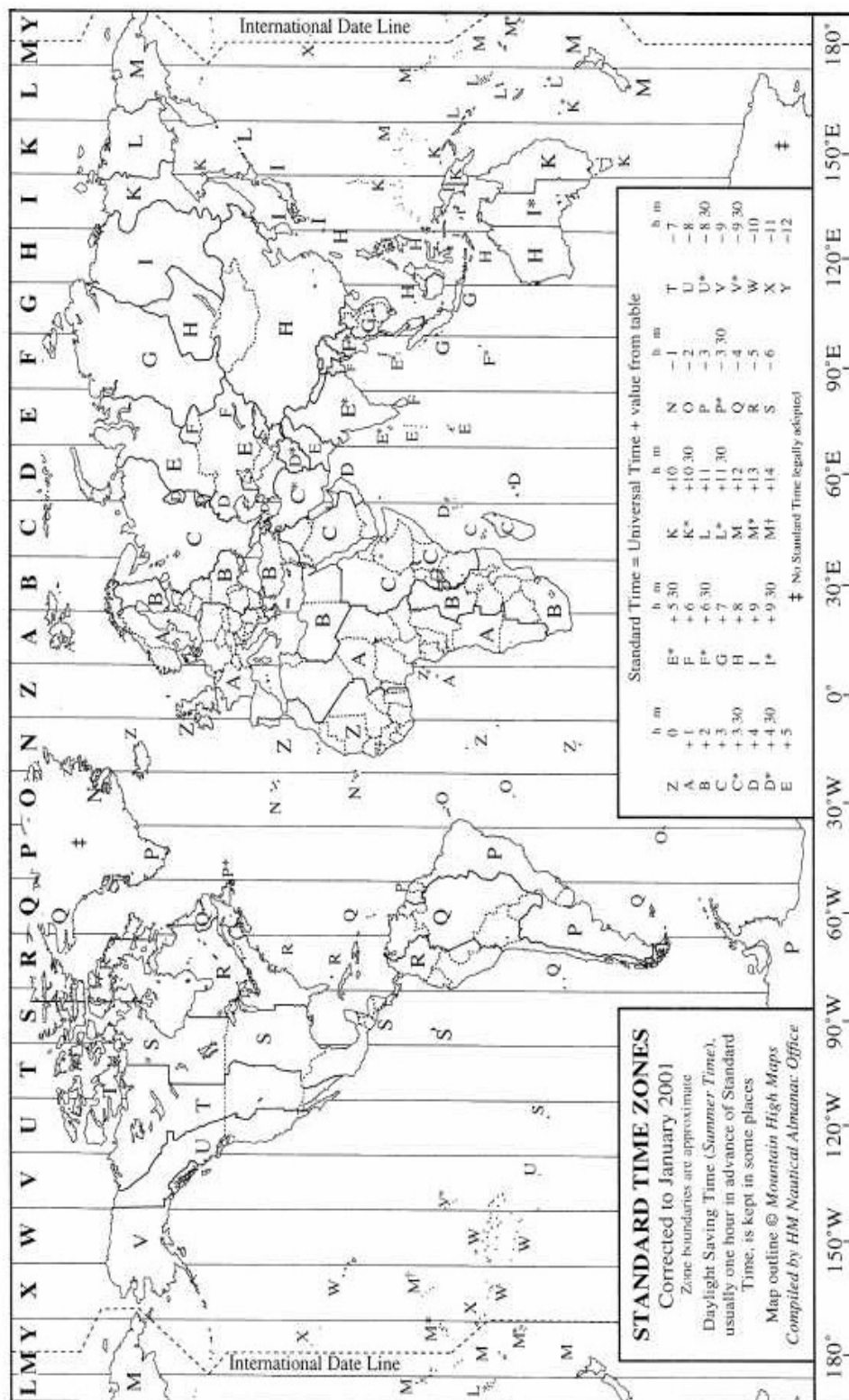


Figura 4.2- Mapa Mundial com factor correctivo horário (t_{zone}) e Meridianos

Como muitos países têm instituído uma mudança de hora durante os meses de Verão (Daylight Saving Time, figura 4.3) para poupança de energia, uma vez que colocando o *pôr do sol* mais próximo da hora de quando as pessoas vão dormir, consegue-se poupar mais energia nas horas de maior consumo. Pelo que a hora obtida pelo meridiano de Greenwich é dada por,

$$t_{GMT} = t_{DST} - \frac{t_{zone}}{24} \quad (4.11)$$

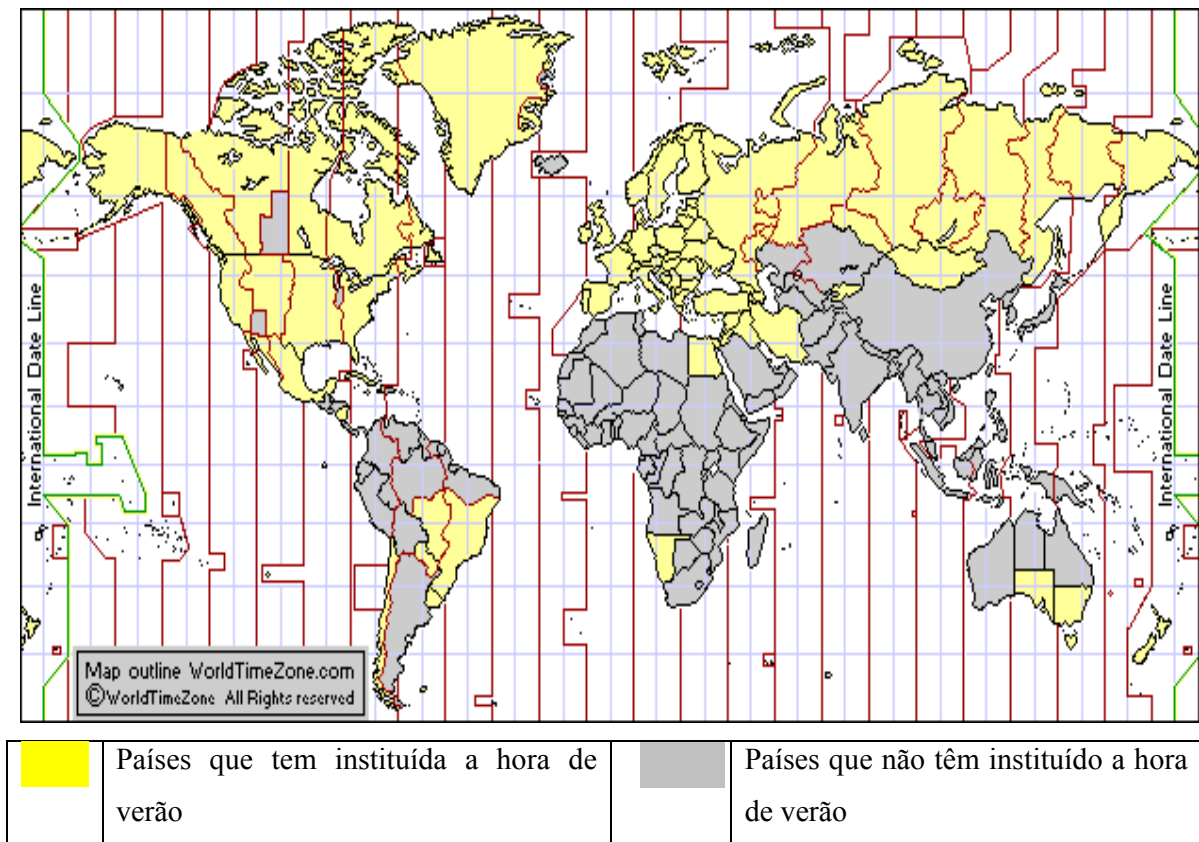


Figura 4.3- Mapa mundial que representa os países que têm ou não instituída a hora de Verão

A data Juliana ou efeméride são tábuas astronómicas que indicam a posição relativa dos astros em cada dia do ano. Sendo depois esta data convertida em séculos Julianos desde a época de Janeiro 0.5 ET do ano de 1900,

$$t_{JDC} = \frac{(t_{JD} + t_{GMT}) - 2451545}{36525} \quad (4.12)$$

Variáveis,

Conhecidas:

D: Dia do mês (1 a 31)

M: mês (1 a 12)

t: tempo (fracção do dia)

t_{zone}: Factor correctivo da hora (tabela 5.1)

Y: Ano (Se o mês for menor que 2 então Y=ano-1)

Calculadas:

t_{JD}: Dias Juliano desde a época de Janeiro de 1900

t_{JDC}: Séculos Juliano desde a época de Janeiro de 1900

t_{DST}: Correção da hora para o horário de Verão (Fracção do dia)

t_{GMT}: Hora média no Meridiano de Greenwich (fracção do dia)

Secção do programa Heat_Source V_7.1_Pt, que determina qual o factor correctivo para a hora e meridiano de acordo com o nome da zona:

Sub SubSetMeridianTZZone(Flag_HS)

'=====

'Simply associate a meridian and time zone with time zone text

If Flag_HS = 1 Or Flag_HS = 2 Then

If MainMenu.LST_TimeZone.Value = "Portugal" Then

Meridian = -20

TZone = 0

ElseIf MainMenu.LST_TimeZone.Value = "East" Then

Meridian = -75

TZone = 5

ElseIf MainMenu.LST_TimeZone.Value = "Central" Then

Meridian = -90

TZone = 6

ElseIf MainMenu.LST_TimeZone.Value = "Mountain" Then

Meridian = -105

TZone = 7

```

Else 'Pacific
    Meridian = -120
    TZone = 8
End If
End If
End Sub

```

Secção do programa Heat_Source V_7.1_Pt, que efectua a correcção para a hora de verão (“Daylight saving time”) e calcula o tempo solar (“Julian centuries”)

```

Sub SubSolarVariables()
...

'=====
'Set Flag to see if it is Daylight Savings Time (Corrigido para Portugal)
If    Month(theTime)    <=    3    And    Day(theTime)    <=    27    And
Application.WorksheetFunction.Weekday(theTime, 2) < 7 Then
    Flag_DayLightSaving = 0
ElseIf    Month(theTime)    >=    10    And    Day(theTime)    >=    30    And
Application.WorksheetFunction.Weekday(theTime, 2) < 7 Then
    Flag_DayLightSaving = 0
Else
    Flag_DayLightSaving = 1
End If
theMinute = Minute(theTime)
theSecond = Second(theTime)
Hour_DST = Hour(theTime) - Flag_DayLightSaving
Hour_GMT = Hour_DST + theMinute / 60 + theSecond / 3600 - TZone
'=====

'Solar Timing and Position
y = year(theTime)
m = Month(theTime)
D = Day(theTime)
If m <= 2 Then y = y - 1 And m = m + 12

```

```

Dummy = Hour_GMT / 24
A = Application.WorksheetFunction.Floor(y / 100, 1)
B = 2 - A + Application.WorksheetFunction.Floor(A / 4, 1)
JD = Application.WorksheetFunction.Floor(365.25 * (y + 4716), 1) +
Application.WorksheetFunction.Floor(30.6001 * (m + 1), 1) + D + B - 1524.5
t_cent = ((JD + Dummy) - 2451545) / 36525
=====

```

4.2.1.2 POSIÇÃO SOLAR EM RELAÇÃO À TERRA

Pode-se definir um plano imaginário contendo a projecção da órbita da Terra à volta do Sol. Pelo que se obtém um ângulo médio oblíquo entre os planos orbitais e equatoriais da Terra que também é função do tempo.

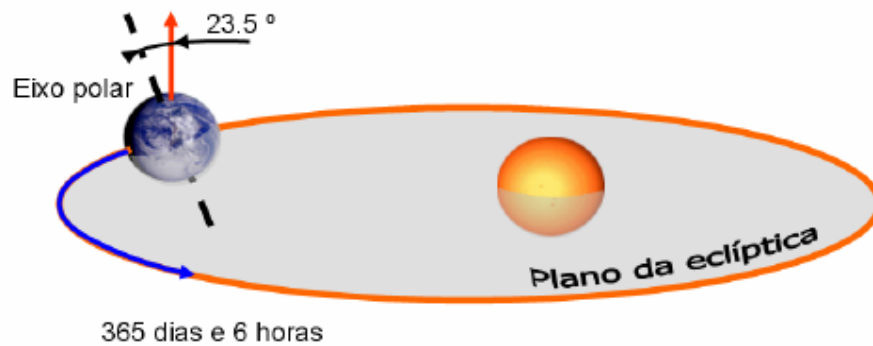


Figura 4.4- Plano elíptico da órbita da Terra à volta do Sol

Ângulo oblíquo médio do plano elíptico,

$$\bar{\theta}_{OB} = 23 + \frac{26 + \frac{S}{60}}{60} \quad (4.13)$$

Com,

$$S = 21.448 - t_{JDC} \cdot (46.815 + t_{JDC} \cdot (0.00059 - 0.001813 \cdot t_{JDC}))$$

Ângulo oblíquo do plano elíptico,

$$\theta_{OB} = \bar{\theta}_{OB} + 0.00256 \cdot \cos\left(125.04 - 1934.136 \cdot t_{JDC} \cdot \frac{\pi}{180^\circ}\right) \quad (4.14)$$

A excentricidade (Ec) da órbita da Terra em torno do Sol é um parâmetro usado para descrever a órbita elíptica da Terra (posição e movimento da órbita da Terra relativamente ao Sol). Sendo esta calculada como uma função do tempo, medido em séculos Julianos:

$$E_c = 0.016708634 - t_{JDC} \cdot (0.000042037 + 0.0000001267 \cdot t_{JDC}) \quad (4.15)$$

A distância angular da esfera solar (Sol) é medida pelo alinhamento a este da elipse desde o equinócio ao círculo que passa pelos pólos da elipse e pelo Sol, pelo que se pode calcular a média geométrica da longitude (posição geocêntrica de um objecto na esfera celeste) do Sol:

Média geométrica da longitude do Sol ($0 \leq \bar{\theta}_{LS} \leq 360$),

$$\bar{\theta}_{LS} = 280.46646 + t_{JDC} \cdot (36000.76983 + 0.0003032 \cdot t_{JDC}) \quad (4.16)$$

Como existe uma anomalia no cálculo da excentricidade devido a distúrbios no movimento elíptico, terá que se ter em conta essa anomalia como uma medida angular da órbita da Terra desde o ponto no qual esta se aproxima mais do Sol:

$$\bar{\theta}_{AS} = 357.52911 + t_{JDC} \cdot (35999.05029 - 0.0001537 \cdot t_{JDC}) \quad (4.17)$$

Considera-se a esfera celeste como uma esfera de raio arbitrário na qual os corpos celestes (neste a Terra) podem ser localizados, em que a esfera celeste é centrada na posição do observador, isto é, na Terra. Pelo que a equação do centro do Sol (θ_{CS}) é calculada como uma função do ângulo médio geométrico da anomalia do Sol e do tempo em séculos Julianos.

$$\theta_{CS} = B \cdot (1.914602 - t_{JDC} \cdot (0.004817 + 0.000014 \cdot t_{JDC})) + C \cdot (0.019993 - 0.000101 \cdot t_{JDC}) + 0.000289 \cdot D \quad (4.18)$$

Com,

$$A = \left(\bar{\theta}_{AS} \cdot \frac{\pi}{180^\circ} \right) \quad B = \sin(A) \quad C = \sin(B - 2) \quad D = \sin(C - 3)$$

A longitude do Sol (θ_{LS}) verdadeira é a soma da média geométrica da longitude do Sol ($\bar{\theta}_{LS}$) e a equação do centro do Sol (θ_{CS}).

$$\theta_{LS} = \bar{\theta}_{LS} + \theta_{CS} \quad (4.19)$$

Como a longitude do Sol verdadeira (com centro na Terra) é determinada na ausência de quaisquer efeitos topocentricos do observador quando este observa directamente a longitude do Sol, implica que a longitude que de facto se observe é uma longitude aparente do Sol (θ_{AL}), uma vez que se tem esses efeitos topocentricos.

$$\theta_{AL} = \theta_{LS} - 0.00569 - \left[0.00478 \cdot \sin \left((125.04 - 1934.136 \cdot t_{JDC}) \cdot \frac{\pi}{180^\circ} \right) \right] \quad (4.20)$$

A distância angular do norte ou sul desde a projecção do equador da Terra na esfera celeste até à localização do corpo celeste (neste caso o Sol), é definida como declinação, sendo usualmente medida como uma ascensão horária à direita, ou ângulo horário, podendo ser visualizada como a latitude na qual o Sol está directamente acima.

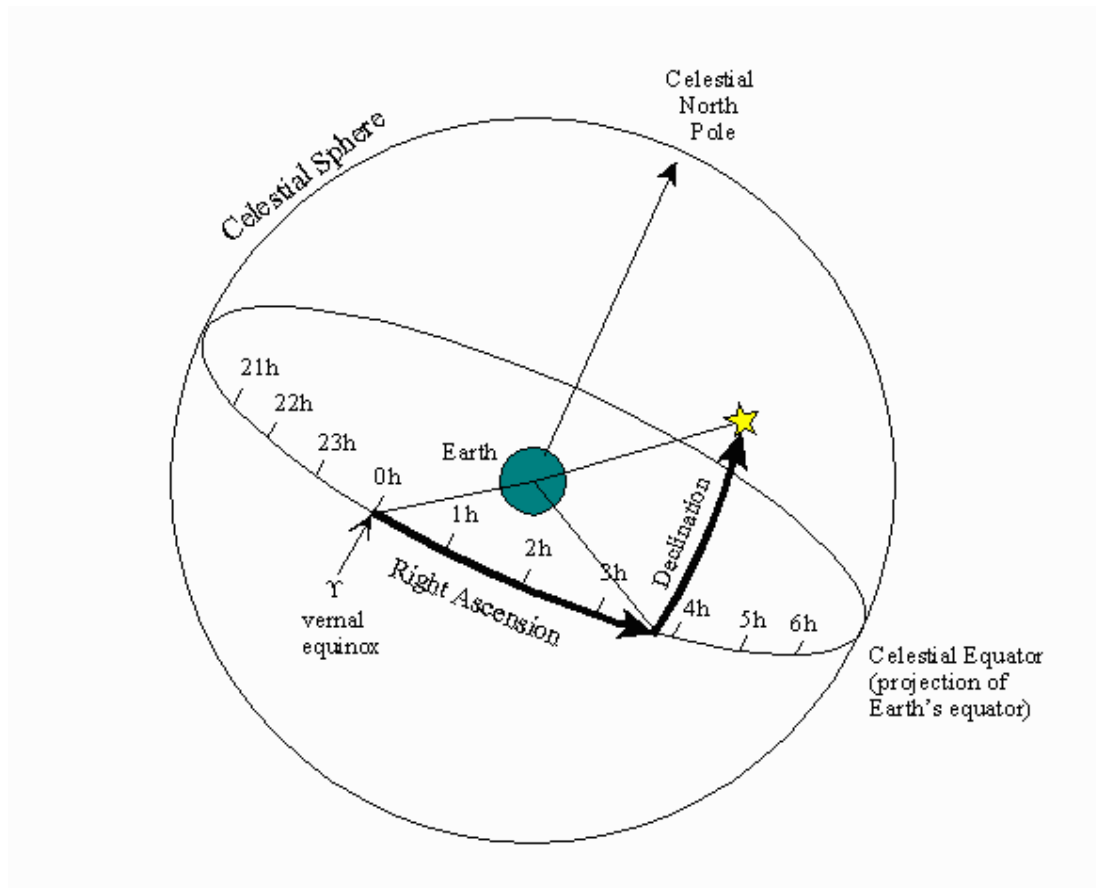


Figura 4.5- Definição de declinação

A declinação solar (δ) é calculada como uma função do ângulo oblíquo da elipse (θ_{OB}) e da longitude aparente do Sol (θ_{AL}). A declinação solar varia entre -23.5° e 23.5° .

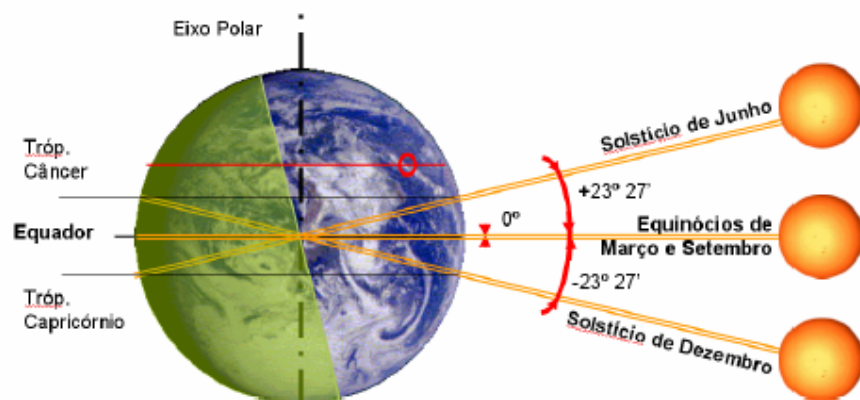


Figura 4.6- Ângulos da declinação para o Hemisfério Norte

Equinócio da Primavera, Mar. 21/22 $\delta = 0^\circ$

Solstício de Verão, Jun. 21/22 $\delta = +23.5^\circ$

Equinócio do Outono, Set. 21/22 $\delta = 0^\circ$

Solstício de Inverno, Dez. 21/22 $\delta = -23.5^\circ$

$$\delta = \sin^{-1} \left[\sin \left(\theta_{OB} \cdot \frac{\pi}{180^\circ} \right) \cdot \sin \left(\theta_{AL} \cdot \frac{\pi}{180^\circ} \right) \right] \cdot \frac{180^\circ}{\pi} \quad (4.21)$$

O ângulo da anomalia do Sol (θ_{TA}) verdadeiro é a soma da média geométrica da longitude do Sol ($\bar{\theta}_{LS}$) e a equação do centro do Sol (θ_{CS}).

$$\theta_{TA} = \bar{\theta}_{LS} + \theta_{CS} \quad (4.22)$$

A distância ao Sol ou o raio vector (P), é uma função da excentricidade da órbita da Terra (E_C) e do ângulo que define a verdadeira anomalia do Sol (θ_{TA}).

$$P = \frac{1.000001018 * (1 - E_C^2)}{1 + E_C * \cos \left(\theta_{TA} * \frac{\pi}{180^\circ} \right)} \quad (4.23)$$

A equação do tempo (E_t) pode ser definida como o tempo solar aparente menos tempo solar médio. Sendo esta equação calculada através de um conjunto de expressões indicadas abaixo:

$$E_t = 4 * \left(A * B - 2E_C * C + 4E_C * A * C * D - 0.5A^2 * E - \frac{4}{3}E_C^2 * F \right) * \frac{180^\circ}{\pi} \quad (4.24)$$

Com,

$$A = \left[\tan \left(\theta_{OB} * \frac{\pi}{360^\circ} \right) \right]^2 \quad B = \sin \left(2 * \bar{\theta}_{LS} * \frac{\pi}{180} \right) \quad C = \sin \left(\bar{\theta}_{AS} * \frac{\pi}{180^\circ} \right)$$

$$D = \cos\left(2\bar{\theta}_{LS} * \frac{\pi}{180^\circ}\right) \quad E = \sin\left(4\bar{\theta}_{LS} * \frac{\pi}{180^\circ}\right) \quad F = \sin\left(2\bar{\theta}_{AS} * \frac{\pi}{180^\circ}\right)$$

O tempo solar aparente é uma medida do tempo baseado no movimento do Sol, em que a taxa de movimento diurno vai decaindo com variações sazonais devido à obliquidade do movimento elíptico e também por causa da excentricidade da órbita da Terra e de pequenas variações que resultam devido a irregularidades na rotação da Terra em torno do seu eixo. Então o tempo solar (t_s) é calculado como função do “*daylight savings time* (t_{DST})”, equação do tempo (E_t), posição longitudinal na Terra (longitude local, (θ_{long})) e diferença horária em relação à hora no meridiano de Greenwich (t_{zone}).

$$t_s = 60 * h + m + \frac{s}{60} + E_t - 4 * \theta_{long} + 60 * t_{zone} \quad (4.25)$$

O ângulo horário (θ_{HA}) é a distância angular na esfera terrestre medida a na direcção oeste ao longo do equador desde o meridiano até ao círculo horário.

$$\theta_{HA} = \frac{t_s}{4} - 180 \quad (4.26)$$

Variáveis,

Medidas/conhecidas:

- h: Hora
- m: Minutos
- s: Segundos
- t_{zone} : Factor correctivo da hora para a hora de Greenwich (horas)
- θ_{long} : Longitude (graus)

Calculadas:

- E_c : Excentricidade da orbita da Terra
- $\bar{\theta}_{AS}$: Média geométrica da anomalia do Sol (graus)
- $\bar{\theta}_{LS}$: Média geométrica da longitude do Sol (graus)
- $\bar{\theta}_{OB}$: Ângulo médio obliquo da elipse (graus)

θ_{OB} : Ângulo oblíquo da elipse (graus)
 θ_{AL} : Longitude aparente do Sol (graus)
 θ_{CS} : Equação do centro do Sol (graus)
 θ_{LS} : Longitude real do Sol (graus)
 θ_{HA} : Ângulo horário (graus)
 θ_{TA} : Anomalia solar do Sol (graus)
 t_{JD} : Séculos Julianos desde Janeiro 0.5 ET de 1900
 δ : Declinação solar (graus)
 E_t : Equação do tempo (minutos)
 P : Raio vector solar (AU)
 t_s : Tempo solar (minutos)

Secção do programa Heat_Source V_7.1_Pt, que calcula a posição solar em relação á Terra. Esta secção é a continuação da secção anterior, ou seja, pertence a SubSolarVariables()

:

```

=====
'Obliquity of the elliptic
' MeanObliquity: Average obliquity (degrees)
' Obliquity: Corrected obliquity (degrees)
seconds = 21.448 - t_cent * (46.815 + t_cent * (0.00059 - t_cent * (0.001813)))
MeanObliquity = 23 + (26 + (seconds / 60)) / 60
omega = 125.04 - 1934.136 * t_cent
Obliquity = MeanObliquity + 0.00256 * Cos(omega * Pi / 180)
=====
'Eccentricity of earth's orbit (unitless)
Eccentricity = 0.016708634 - t_cent * (0.000042037 + 0.0000001267 * t_cent)
=====
'Geometric mean of the longitude of the sun
GeoMeanLongSun = 280.46646 + t_cent * (36000.76983 + 0.0003032 * t_cent)
Do While GeoMeanLongSun < 0 Or GeoMeanLongSun > 360

```

```

    If GeoMeanLongSun > 360 Then GeoMeanLongSun = GeoMeanLongSun - 360
    If GeoMeanLongSun < 0 Then GeoMeanLongSun = GeoMeanLongSun + 360
Loop
=====
'Geometric mean of anomaly of the sun
GeoMeanAnomalySun = 357.52911 + t_cent * (35999.05029 - 0.0001537 * t_cent)
=====
'Equation of the center of the sun (degrees)
    Dummy1 = GeoMeanAnomalySun * Pi / 180
    Dummy2 = Sin(Dummy1)
    Dummy3 = Sin(Dummy2 * 2)
    Dummy4 = Sin(Dummy3 * 3)
    SunEqofCenter = Dummy2 * (1.914602 - t_cent * (0.004817 + 0.000014 * t_cent)) +
    Dummy3 * (0.019993 - 0.000101 * t_cent) + Dummy4 * 0.000289
=====
'True longitude of the sun (degrees)
SunTrueLong = GeoMeanLongSun + SunEqofCenter
=====
'Apparent longitude of the sun (degrees)
SunApparentLong = SunTrueLong - 0.00569 - 0.00478 * Sin(omega * Pi / 180)
=====
'Solar declination (degrees)
    Dummy1 = Sin(Obliquity * Pi / 180) * Sin(SunApparentLong * Pi / 180)
    SolarDeclination = Atn(Dummy1 / Sqr(-Dummy1 * Dummy1 + 1))
    SolarDeclination = SolarDeclination * 180 / Pi
=====
'Solar True Anomaly (degrees)
SunTrueAnomaly = GeoMeanAnomalySun + SunEqofCenter
=====
'Distance to the sun in AU
    SunRadVector = (1.000001018 * (1 - Eccentricity ^ 2)) / (1 + Eccentricity *
Cos(SunTrueAnomaly * Pi / 180))
=====
'Equation of time (minutes)

```

```

Dummy = Tan(Obliquity * Pi / 360)
Dummy = Dummy ^ 2
Dummy1 = Sin(2 * GeoMeanLongSun * Pi / 180)
Dummy2 = Sin(GeoMeanAnomalySun * Pi / 180)
Dummy3 = Cos(2 * GeoMeanLongSun * Pi / 180)
Dummy4 = Sin(4 * GeoMeanLongSun * Pi / 180)
Dummy5 = Sin(2 * GeoMeanAnomalySun * Pi / 180)
Et = Dummy * Dummy1 - 2 * Eccentricity * Dummy2 + 4 * Eccentricity * Dummy *
Dummy2 * Dummy3 - 0.5 * Dummy ^ 2 * Dummy4 - 1.25 * Eccentricity ^ 2 * Dummy5
Et = 4 * Et * 180 / Pi
End Sub

```

4.2.1.3 POSIÇÃO SOLAR EM RELAÇÃO À POSIÇÃO DO MEIO HÍDRICO

O zénite solar não corrigido corresponde ao ponto do Sol que em relação a cada lugar da Terra, é encontrado pela vertical levantada desse lugar. Ou seja, poderemos dizer que o zénite solar é igual a 90° menos a altitude solar, em que a altitude solar é uma medida da distância angular do Sol, acima ou abaixo do horizonte, sendo medida através de um grande círculo que passa através da Terra e do ângulo zenital, pelo que a altitude solar é igual a 90° menos ângulo solar zenital (figura 4.7).

Os raios de luz provenientes do Sol sofrem mudanças de direcção quando passam obliquamente pela atmosfera devido à refacção, o que faz com que a altitude solar observada seja maior do que a altitude solar geométrica, isto é, permite que vejamos o Sol quando de facto ele já está abaixo do horizonte (figura 4.8). A quantidade de refacção depende da altitude do Sol e das condições atmosféricas. O zénite solar e a altitude solar abrangem a posição vertical do Sol em relação ao segmento do meio hídrico.

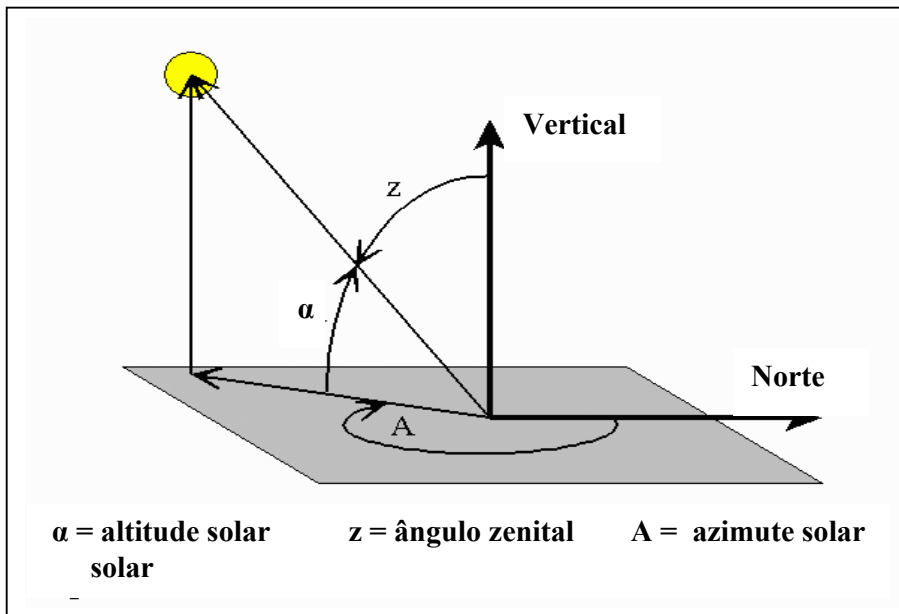


Figura 4.7- Representação da Altitude Solar / Zénite Solar / Azimute Solar

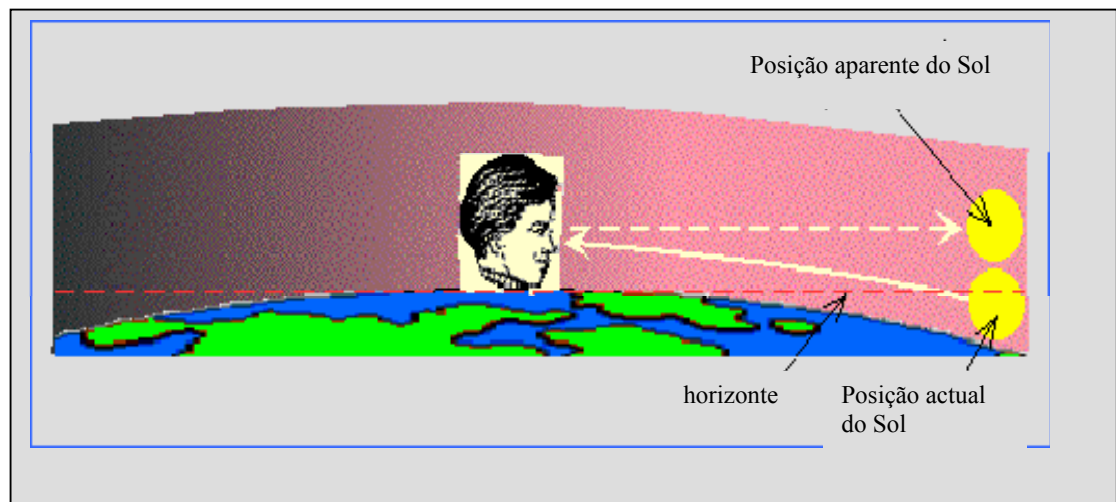


Figura 4.8– Posição aparente do Nascer ou Pôr-do-sol.

Para o cálculo apresentam-se as seguintes equações:

Zénite solar não corrigido,

$$\theta_{sz'} = \cos^{-1}(A) \cdot \frac{180^\circ}{\pi} \quad (4.27)$$

Sendo $(-1 \leq A \leq 1)$,

$$A = \sin\left(\theta_{lat} \cdot \frac{180^\circ}{\pi}\right) \cdot \sin\left(\delta \cdot \frac{\pi}{180^\circ}\right) + \cos\left(\theta_{lat} \cdot \frac{\pi}{180^\circ}\right) \cdot \cos\left(\theta_{HA} \cdot \frac{\pi}{180^\circ}\right)$$

Para efectuar o cálculo do coeficiente de refração (C_R) terá que se ter em conta a altitude solar (α) não corrigida para a refração existente.

$$\alpha = 90^\circ - \theta_{SZ} \quad (4.28)$$

Pode-se então obter o C_R mediante as seguintes condições:

- Se $\alpha > 85^\circ$ então,

$$C_R = 0^\circ$$

- Se $\alpha > 5^\circ$ e $\alpha \leq 85^\circ$ então,

$$C_R = \frac{\left[\left(\frac{58.1}{\alpha \cdot \frac{\pi}{180^\circ}} \right) * \left(\frac{0.07}{\left(\alpha \cdot \frac{\pi}{180^\circ} \right)^3} \right) + \frac{0.000086}{\left(\alpha \cdot \frac{\pi}{180^\circ} \right)^5} \right]}{3600^\circ}$$

- Se $\alpha > -0.575$ e $\alpha \leq 5^\circ$ então,

$$C_R = \frac{1735 + \alpha * (-518.2 + \alpha * (103.4 + \alpha * (-12.79 + \alpha * 0.711)))}{3600^\circ}$$

(4.29)

- Se $\alpha \leq -0.575$ então,

$$C_R = \frac{-20.774}{\tan\left(\alpha \cdot \frac{\pi}{180^\circ}\right) * 3600^\circ}$$

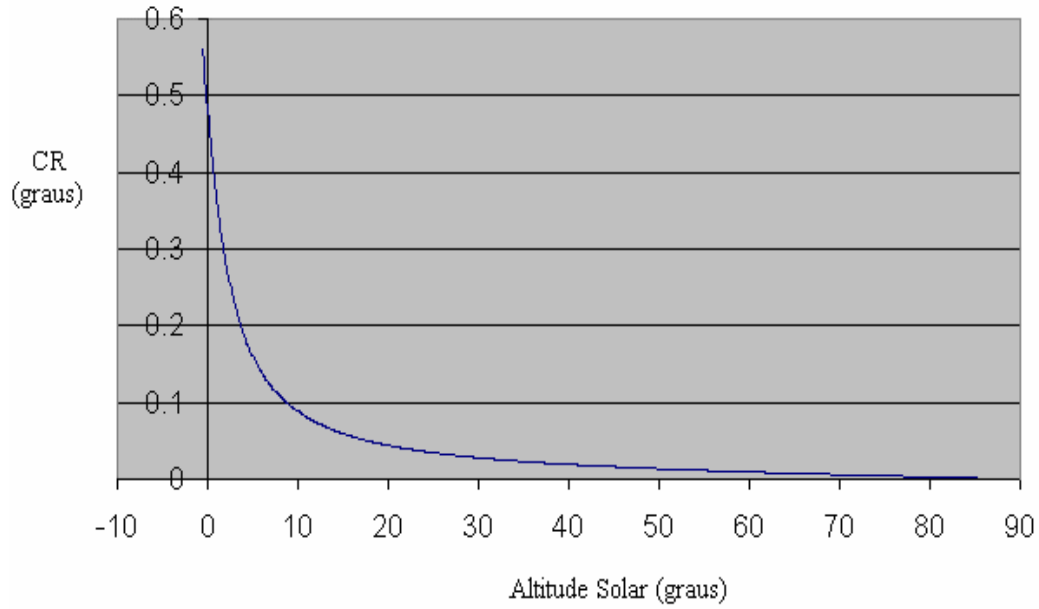


Figura 4.9- Valores do Coeficiente de Refracção em função da altitude solar (α), calculados através do conjunto de equações 4.29.

Zénite solar (Corrigido para a refração)

$$\theta_{SZ} = \theta_{SZ'} - C_R \quad (4.30)$$

Altitude solar (Corrigida para a refração)

$$\theta_{SA} = 90^\circ - \theta_{SZ} \quad (4.31)$$

O azimuth solar (θ_{AZ}) é a distância angular desde a posição do Sol projectada na horizontal até ao segmento **A** do meio hídrico (figura 4.7).

$$\theta_{AZ} = \frac{\sin\left(\theta_{lat} \cdot \frac{\pi}{180^\circ}\right) * \cos\left(\theta_{SZ} \cdot \frac{\pi}{180^\circ}\right) * \sin\left(\delta \cdot \frac{\pi}{180^\circ}\right)}{\cos\left(\theta_{lat} \cdot \frac{\pi}{180^\circ}\right) * \sin\left(\theta_{SZ} \cdot \frac{\pi}{180^\circ}\right)} \quad (4.32)$$

Variáveis,

Medidas/conhecidas:

θ_{lat} : Latitude (graus)

Calculadas:

α : Elevação atmosférica (graus)

C_R : Coeficiente de refração (graus)

δ : Declinação solar (graus)

θ_{AZ} : Azimute solar (graus)

θ_{HA} : Ângulo horário (graus)

θ_{SA} : Altitude Solar (graus)

θ_{SZ} : Zénite solar não corrigido (graus)

θ_{SZ} : Zénite solar corrigido (graus)

Secção do programa Heat_Source V_7.1_Pt, que efectua o cálculo do posição solar em relação a um determinado local na Terra, neste caso o meio hídrico.

Sub SubSolarPosition()

Dim AtmElevation As Single, RefractionCorrection As Single, SolarTime As Single

Dim HourAngle As Single

Dim Dummy As Single, Dummy1 As Single, Dummy2 As Single, Dummy3 As Single

'=====

'Solar Time (minutes)

Dummy = Et - 4 * -theLongitude(Node) + 60 * TZone

SolarTime = Hour_DST * 60 + theMinute + theSecond / 60 + Dummy

Do While SolarTime > 1440

 SolarTime = SolarTime - 1440

Loop

HourAngle = SolarTime / 4 - 180

If HourAngle < -180 Then HourAngle = HourAngle + 360

'=====

```

'Uncorrected Solar Zenith (degrees)
  Dummy = Sin(theLatitude(Node) * Pi / 180) * Sin(SolarDeclination * Pi / 180) +
Cos(theLatitude(Node) * Pi / 180) * Cos(SolarDeclination * Pi / 180) * Cos(HourAngle *
Pi / 180)
  If Dummy > 1 Then Dummy = 1: If Dummy < -1 Then Dummy = -1
  Dummy1 = Application.WorksheetFunction.Acos(Dummy)
  SolarZenith = Dummy1 * 180 / Pi
'=====

'Solar Azimuth (degrees)
  Dummy = Cos(theLatitude(Node) * Pi / 180) * Sin(SolarZenith * Pi / 180)
  If Abs(Dummy) > 0.001 Then
    SolarAzimuth = (Sin(theLatitude(Node) * Pi / 180) * Cos(SolarZenith * Pi / 180) -
Sin(SolarDeclination * Pi / 180)) / Dummy
    If Abs(SolarAzimuth) > 1 Then
      If SolarAzimuth < 0 Then
        SolarAzimuth = -1
      Else
        SolarAzimuth = 1
      End If
    End If
    SolarAzimuth = 180 - (Application.WorksheetFunction.Acos(SolarAzimuth) * 180 /
Pi)
    If HourAngle > 0 Then SolarAzimuth = -SolarAzimuth
  Else
    If theLatitude(Node) > 0 Then
      SolarAzimuth = 180
    Else
      SolarAzimuth = 0
    End If
  End If
  If SolarAzimuth < 0 Then SolarAzimuth = SolarAzimuth + 360
'=====

'Solar Zenith Corrected for Refraction (degrees)
'Solar Altitude Corrected for Refraction (degrees)

```

```

AtmElevation = 90 - SolarZenith
If AtmElevation > 85 Then
    RefractionCorrection = 0
Else
    Dummy = Tan(AtmElevation * Pi / 180)
    If AtmElevation > 5 Then
        RefractionCorrection = 58.1 / Dummy - 0.07 / Dummy ^ 3 + 0.000086 / Dummy ^
5
    ElseIf AtmElevation > -0.575 Then
        Dummy1 = -12.79 + AtmElevation * 0.711
        Dummy2 = 103.4 + AtmElevation * Dummy1
        Dummy3 = -518.2 + AtmElevation * Dummy2
        RefractionCorrection = 1735 + AtmElevation * Dummy3
    Else
        RefractionCorrection = -20.774 / Dummy
    End If
    RefractionCorrection = RefractionCorrection / 3600
End If
SolarZenith = SolarZenith - RefractionCorrection
SolarAltitude = 90 - SolarZenith
End Sub

```

4.2.1.4 FLUXO DE RADIAÇÃO SOLAR ACIMA DA TOPOGRAFIA EXISTENTE NA TERRA

A intensidade média da energia proveniente da radiação solar acima da atmosfera, num plano perpendicular aos raios de incidência provenientes do Sol é cerca de 1367 W/m². Valor pelo qual é definido como a constante solar. Todavia o valor da radiação solar acima da atmosfera flutua (pouco) de dia para dia, pelo que o fluxo global de radiação solar imediatamente acima da atmosfera é dado pela equação (4.33) (Wunderlich, 1972).

$$\phi_{SRG} = \frac{\phi_{SRC}}{r^2} * \sin(\theta_{SA}) \quad (4.33)$$

Com,

$$\phi_{SRC} = 1367 \frac{W}{m^2} \quad \text{Constante solar (figura 4.10)}$$

$$r = 1 + 0.017 * \cos\left(2 \cdot \frac{\pi}{365}\right) * \left(186 - t_{JD} + \frac{t_{DST}}{24}\right) \quad \text{Raio vector}$$

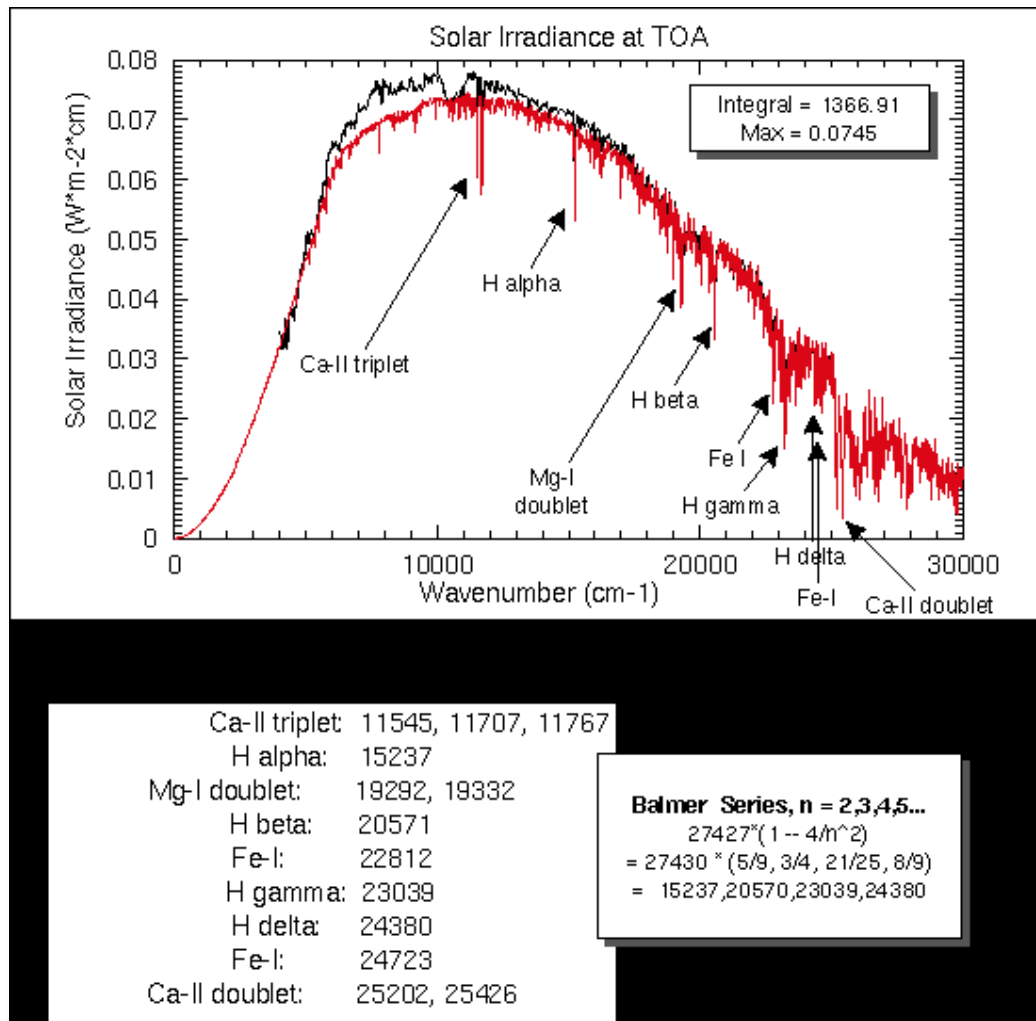


Figura 4.10- Cálculo da constante solar

A radiação solar ao passar através da atmosfera é absorvida e dispersa pelo o ozono, vapor de água, massa de ar e poeiras. Pelo que o fluxo de radiação solar directa estimado (ϕ_{SRB}) que atravessa a massa de ar atmosférica deve ter em conta o efeito da atenuação e dispersão provocada pela transmissibilidade atmosférica (T_A) e a fracção de nuvens (C_L)

existentes ao longo de um comprimento, o qual pode ser estimado como a espessura óptica da massa de ar (M_A) pela qual a radiação atravessa até chegar à superfície da Terra:

$$\phi_{SRB} = \phi_{SRG} * T_A^{M_A} * (1 - C_L^2) \quad (4.34)$$

$$T_A = 0.0685 * \cos \left[\left(2 \cdot \frac{\pi}{365^\circ} \right) * (JD + 10) \right] + 0.8 \quad (4.35)$$

$$M_A = \frac{35 * e^{(-0.0001 * Z_s)}}{\sqrt{1224 * \sin \left(\theta_{SA} \cdot \frac{\pi}{180^\circ} \right) + 1}} \quad (4.36)$$

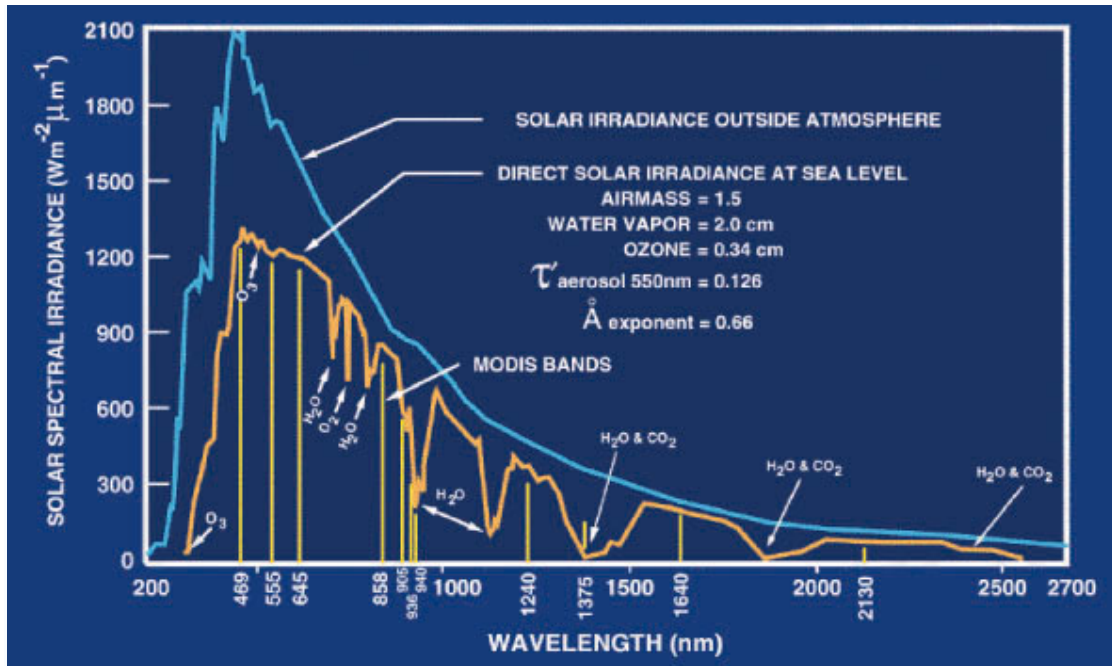


Figura 4.11– Espectro da radiação Solar incidente no topo da atmosfera (curva azul) e transmitida através da atmosfera até à superfície terrestre (curva laranja)

A radiação solar estimada que chega à superfície terrestre é considerada como consistindo em partes directas e difusas. A parte da radiação solar que alcança a superfície da Terra sem ser dispersa ou absorvida pela atmosfera é identificada como sendo a radiação solar directa ϕ_{SRB1} . A radiação solar dispersa é assumida como alcançando a superfície da Terra uniformemente em todas as direcções, sendo identificada como a radiação solar

difusa, ϕ_{SRD1} . Podendo estas ser calculadas através das seguintes equações:

$$\phi_{SRB1} = \phi_{SRB} * (1 - D_F) \quad (4.37)$$

$$\phi_{SRD1} = \phi_{SRB} * D_F \quad (4.38)$$

com,

Fracção difusa,

$$D_F = (0.938 + 1.071 * C_I) - (5.14 * C_I^2) + 2.98 * C_I^3 - \sin\left(2 \cdot \pi \cdot \frac{(JD - 40)}{365}\right) * (0.009 - 0.0078 * C_I) \quad (4.39)$$

Índice de claridade,

$$C_I = \frac{\phi_{SRB}}{\phi_{SRG}} \quad (4.40)$$

4.2.1.5 FLUXO DE RADIAÇÃO SOLAR ABAIXO DAS CARACTERÍSTICAS TOPOGRÁFICAS

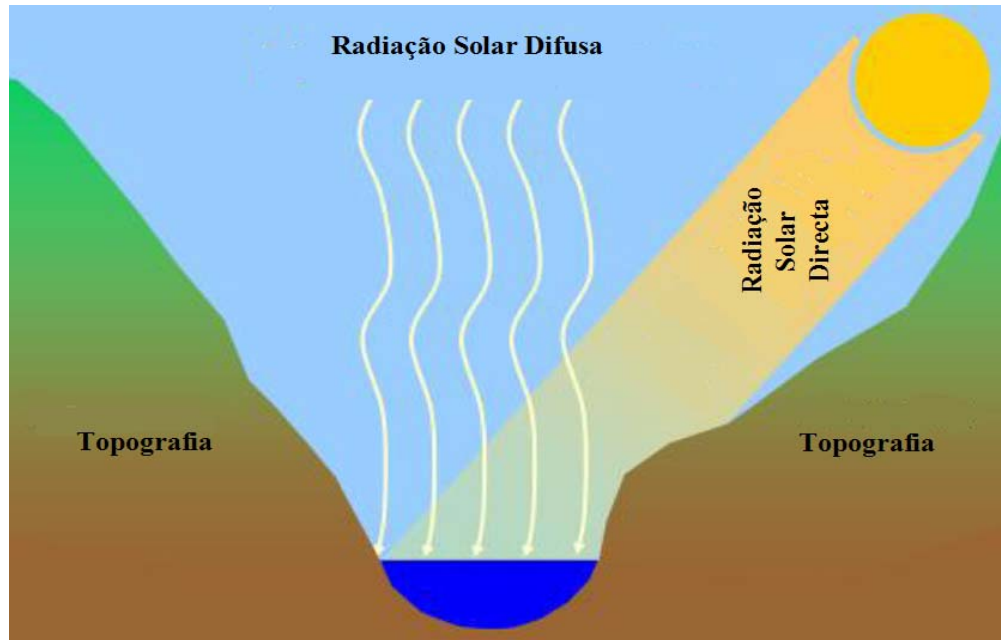


Figura 4.12- Fluxo de Radiação Solar que penetra abaixo das características topográficas do terreno

A primeira barreira opaca que a radiação solar directa e difusa encontra desde a atmosfera até à coluna de água (meio hídrico), é a topografia local. Se a altitude solar (θ_{SA}) for maior que o ângulo da sombra topográfica³ (θ_{TZ}), então não haverá sombra topográfica no meio hídrico. Caso contrário existe sombra topográfica localizada no meio hídrico, o que faz com que a radiação solar directa neste local (ϕ_{SRB2}) seja igual a zero. Se existir sombra devido às características topográficas, a radiação solar difusa (ϕ_{SRD2}) é reduzida em proporção ao horizonte que é obstruído pela topografia existente. Ou seja, têm-se as seguintes condições:

$$\phi_{SRD2} = \phi_{SRD1} * \frac{\theta_{Tw} + \theta_{Ts} + \theta_{Te}}{270^\circ} \quad (4.41)$$

- Se ($\theta_{SA} \leq \theta_{TZ}$), então

³ Ângulo da sombra topográfica: é o ângulo entre o ponto central do meio hídrico e a característica topográfica mais alta. Esta medida é efectuada em intervalos de 90° para os 360°, representando assim todos os azimutes solares (i.e., oeste, sul e este). O ângulo sombra topográfico que está próximo do azimute solar é usado no modelo para determinar a sombra topográfica que ocorre.

$$\phi_{SRB2} = 0 \quad (4.42)$$

- Se $(\theta_{SA} > \theta_{Tz})$, então

$$\phi_{SRB2} = \phi_{SRB1} \quad (4.43)$$

4.2.1.6 FLUXO DE RADIAÇÃO SOLAR ABAIXO DA COBERTURA DO TERRENO

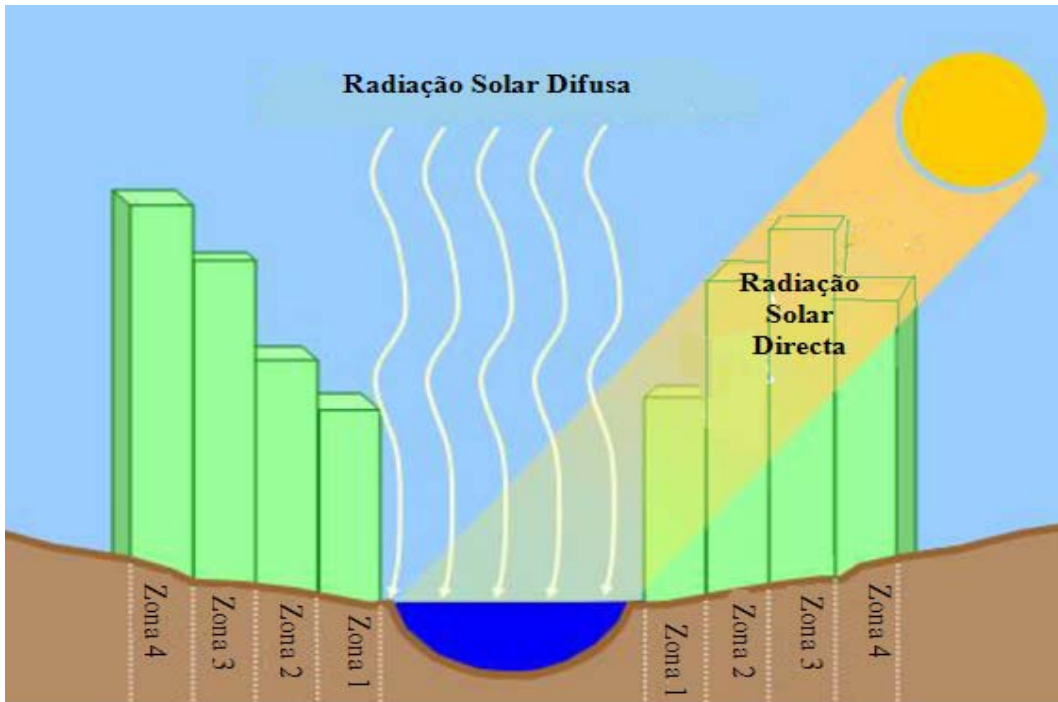


Figura 4.13- Fluxo de Radiação Solar que penetra abaixo da cobertura do terreno

A vegetação e outros obstáculos existentes em redor do meio hídrico também vão provocar efeito sobre a intensidade de radiação solar que chega à superfície da água devido aos seus atributos físicos, tais como a altura, densidade e distância de envergadura. Sendo estes atributos físicos introduzidos como dados de entrada no modelo em quatro zonas consecutivas e para sete direcções (figura 4.14), nordeste, este, sudeste, sul, sudoeste, oeste, noroeste. A radiação solar directa e difusa passa por cima das cúpulas da vegetação e outros obstáculos, assim como pelo interior destas zonas. A radiação solar directa é conduzida através das quatro zonas de cobertura terrena na direcção (sudoeste = aspecto 225°) mais próxima do azimuth solar (231°).

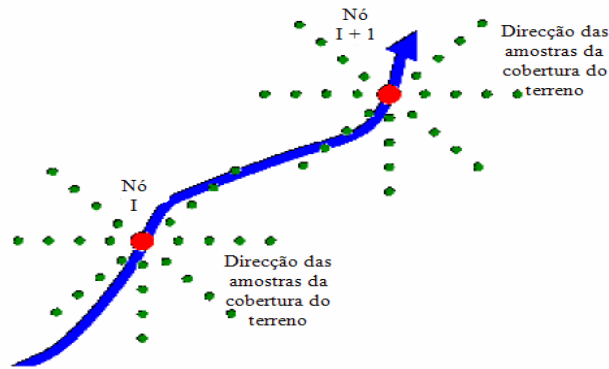


Figura 4.14- Esquema representativo das sete direcções para as quatro zonas

As sombras que são formadas por cada uma das quatro zonas são calculadas em função da altitude solar, azimuth solar, atributos físicos da vegetação e elevação do terreno. Se todo o comprimento da sombra (SL_{LC}) alcançar toda a largura da corrente de água (ex.: largura de um rio), então essa corrente está com sombra. Quando se verifica que existe sombra na superfície da corrente de água do meio hídrico, então a radiação solar directa vai ser atenuada em função de um coeficiente de extinção de luminosidade e do seu comprimento em cada zona (PLLC), ou seja, como este cálculo é efectuado desde a zona mais afastada para a zona mais próxima do meio hídrico, a energia que sai de uma zona é introduzida na outra zona mais interior, sendo este processo efectuado até ao final das quatro zonas. Pelo que a radiação solar directa que resta é guiada para as margens do meio hídrico.

Resumindo, para efectuar o cálculo do fluxo de radiação solar directa que chega às margens do meio hídrico, tem-se o seguinte processo de cálculo:

Cálculo da radiação solar directa que chega às margens do meio hídrico:

1º Passo – O comprimento da sombra (SL_{LC}) para as quatro zonas em estudo é função da altura da cobertura do terreno (H_{LC}) e da elevação do terreno (Z_{LC}), isto para cada direcção e zona e ainda da altitude solar (θ_{SA}).

For zone = 4 To 1 Step -1

$$SL_{LC}(Zone) = \frac{H_{LC}(Zone) + Z_{LC}(Zone)}{\tan\left(\theta_{SA} \cdot \frac{\pi}{180^\circ}\right)}$$

Next Zone

Código Visual Basic

(4.42)

2º Passo – Se o comprimento da sombra (SL_{LC}) formada na zona em questão for maior que a distância dessa zona até ao centro do meio hídrico, então existe sombra. O comprimento da trajectória (PL_{LC}) pelo qual a radiação solar directa viaja através de cada zona é calculado em função da largura da zona (W_{LC}) e da altitude solar (θ_{SA}). A densidade da sombra (Ψ_{LC}) é depois calculada em função da densidade da vegetação (VD) e do comprimento da trajectória pelo qual a radiação solar directa viaja através de cada zona coberta.

For Zone = 4 To 1 Step -1

 If $SL_{LC}(Zone) \geq W_{LC}(Zone)$ Then

$$PL_{LC}(Zone) = \frac{W_{LC}(Zone)}{\cos\left(\theta_{SA} \cdot \frac{\pi}{180^\circ}\right)}$$

$$\Psi_{LC}(Zone) = 1 - \exp\left(\frac{\log(1 - VD(Zone))}{10} * PL_{LC}(Zone)\right)$$

 Else

$$PL_{LC}(Zone) = 0 \quad : \quad \Psi_{LC}(Zone) = 0$$

 End If

Next Zone

Código Visual Basic (4.43)

3º Passo – A radiação solar directa é depois calculada para cada uma das quatro zonas, desde a zona mais afastada até à zona mais próxima do meio hídrico, em função da densidade da sombra (Ψ_{LC}) e do fluxo de radiação solar que sai da zona antecedente (A).

$$A = \phi_{SRB2}$$

For Zone = 4 To 1 Step -1

$$A = A * (1 - \Psi_{LC}(Zone))$$

Next Zone: $\phi_{SRB3} = A$

Código Visual Basic (4.44)

A radiação solar difusa que penetra abaixo da cobertura das quatro zonas (ϕ_{SRD3}) é calculada como função do ângulo de visão para o céu (θ_{VTS}) e da radiação solar difusa acima da vegetação envolvente (ϕ_{SRD2}).

$$\phi_{SRD3} = \phi_{SRD2} * \theta_{VTS} \quad (4.45)$$

4.2.1.7 FLUXO DE RADIAÇÃO SOLAR ACIMA DA SUPERFÍCIE DA ÁGUA

O comprimento da sombra (SL_{SB}) formada pelas margens do meio hídrico ou pelas características topográficas próximas do meio hídrico é calculada para cada zona de cobertura do terreno. Se esta sombra formada atingir a superfície da água, faz com que a radiação solar directa (ϕ_{SRB4}) seja completamente atenuada. Pelo que se obtém o seguinte código em Visual Basic.

Fluxo de radiação solar directa abaixo das margens do meio hídrico,

For Zone = 4 To 1 Step -1

$$SL_{SB}(Zone) = \frac{Z_{LC}(Zone)}{\tan\left(\theta_{SA} \cdot \frac{\pi}{180^\circ}\right)}$$

If $SL_{SB}(Zone) \geq W_{LC}(Zone) * Zone$ Then

$$\phi_{SRB4} = 0$$

Else

$$\phi_{SRB4} = \phi_{SRB3}$$

End If

Next Zone

Código Visual Basic (4.46)

Ao fluxo de radiação solar difusa nada acontece, pelo que $\phi_{SRD4} = \phi_{SRD3}$

Se existir vegetação emergente sobre a coluna de água do meio hídrico, então a sombra provocada por esta vegetação ($\Psi_{LC}(0)$) é calculada em função do comprimento da sombra (PL_{LC}) e densidade da vegetação (VD).

Radiação solar directa abaixo da vegetação emergente,

$$PL_{LC}(0) = \frac{H_{LC}(0)}{\sin\left(\theta_{SA} \cdot \frac{\pi}{180^\circ}\right)}$$

If $PL_{LC}(0) > W_w$ Then

$$PL_{LC}(0) = W_w$$

End If

$$\Psi_{LC}(0) = 1 - \exp\left(\frac{\log(1 - VD(0))}{10} * PL_{LC}(0)\right)$$

$$\phi_{SRB4} = \phi_{SRB4} * (1 - \Psi_{LC}(0))$$

Código Visual Basic (4.47)

Radiação solar difusa abaixo da vegetação emergente,

$$PL_{LC}(0) = H_{LC}(0)$$

$$\Psi_{LC}(0) = 1 - \exp\left(\frac{\log(1 - VD(0))}{10} * PL_{LC}(0)\right)$$

$$\phi_{SRD4} = \phi_{SRD4} * (1 - \Psi_{LC}(0))$$

Código Visual Basic (4.48)

4.2.1.8 FLUXO DE RADIAÇÃO SOLAR QUE PENETRA À SUPERFÍCIE DA ÁGUA

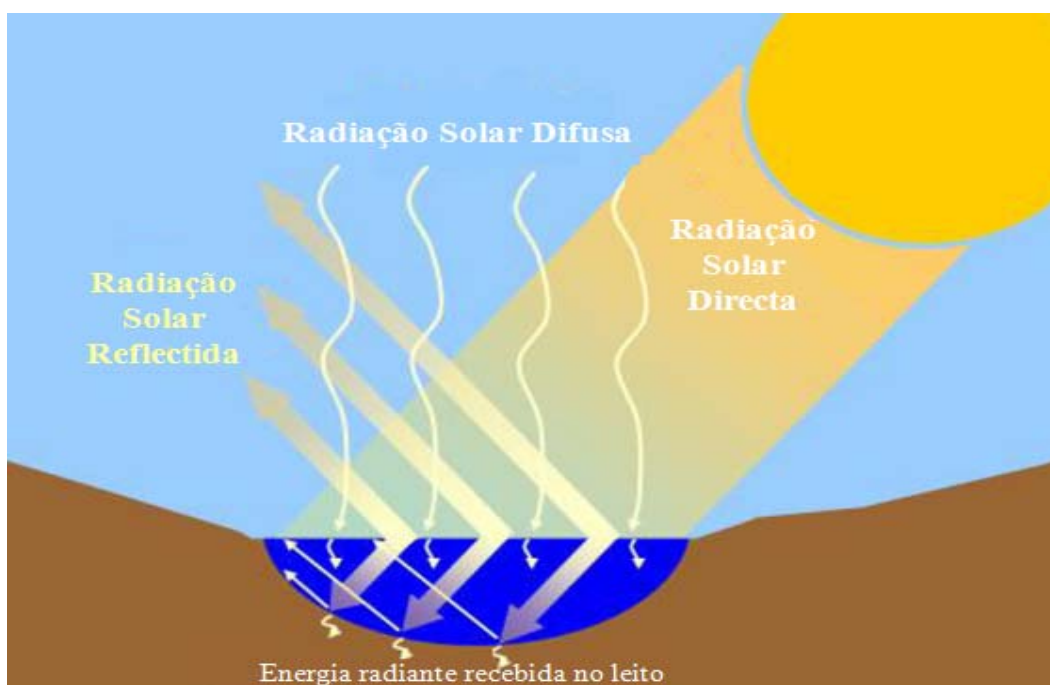


Figura 4.15- Fluxo de Radiação Solar que penetra à superfície da água

Toda a radiação solar que consegue chegar à superfície da água, (depois de ter passado pelas posições 1,2,3 e 4, descritas anteriormente) não penetra no interior da coluna de água, uma vez que parte dela é reflectida pela superfície da água, também conhecida por albedo. O qual é função do ângulo de incidência da radiação solar sobre a superfície da água. Pelo que o albedo da superfície da água da radiação solar directa é função do ângulo zénite solar (θ_{sz}).

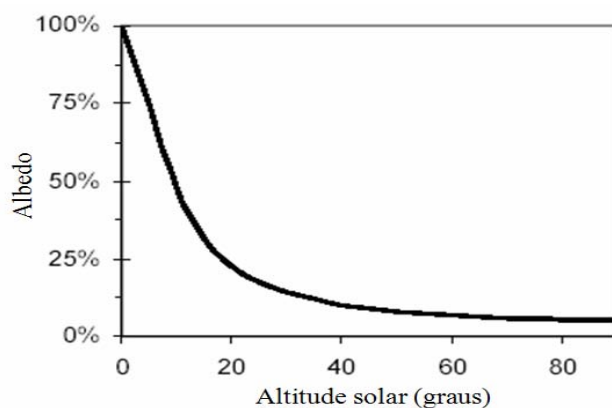


Figura 4.16- Albedo em função da altitude solar (Sellers, 1965)

Através da figura 4.16, podemos obter o seguinte código em Visual Basic:

Albedo (R_{ss}) para a superfície da água (Sellers, 1965),

If $\theta_{sz} > 80^\circ$ Then

$$R_{ss} = 0.0615 * \left(\theta_{sz} * \frac{\pi}{180^\circ} \right) - 3.636$$

Else

$$R_{ss} = 0.091 * \left[\cos \left(\theta_{sz} \cdot \frac{\pi}{180^\circ} \right) \right]^{-1} - 0.0386$$

End If

Código Visual Basic (4.49)

No que diz respeito à radiação solar difusa é assumido que 9% desta radiação é reflectida pela superfície da água.

- Radiação solar directa que penetra à superfície da água,

$$\phi_{SRB5} = \phi_{SRB4} * (1 - R_{ss}) \quad (4.50)$$

- Radiação solar difusa que penetra à superfície da água,

$$\phi_{SRD5} = 0.91 * \phi_{SRD4} \quad (4.51)$$

4.2.1.9 FLUXO DE RADIAÇÃO SOLAR RECEBIDO PELA COLUNA DE ÁGUA (POSIÇÃO 6) E SUBSTRACTO (POSIÇÃO 7)

A radiação solar directa que penetra à superfície da água é absorvida pela mesma. Pelo que esse fluxo de radiação solar absorvida é função do comprimento da trajectória (PL_w) percorrido por essa radiação no interior da coluna de água e da transmissibilidade (T_w) da coluna de água, os quais por sua vez são calculados através do conhecimento do zénite solar (θ_{sz}) e da profundidade média da coluna de água (\bar{d}_w). A radiação solar que

chega ao fundo da coluna de água, ou seja ao leito do meio hídrico, é absorvida por este em função ângulo do zénite solar e dos valores da literatura para as propriedades de reflexão do quartzo (Beschta e Weathered, 1984). A energia térmica proveniente da radiação solar absorvida pelo leito vai provocar um diferencial de temperatura entre o substracto e a coluna de água, pelo que irá existir uma parcela de transferência de calor por condução entre o substracto e a coluna de água. A radiação solar que chega ao leito e não é absorvida por este volta novamente até à superfície da coluna de água, onde mais uma vez existe a absorção da radiação solar.

O fluxo de radiação solar para a coluna de água (posição 6) é dado por,

$$\phi_{solar} = \phi_{SR6} = \phi_{SRB6} + \phi_{SRD6} \quad (4.52)$$

O fluxo de radiação solar absorvido pelo leito do meio hídrico (posição 7) é dado por,

$$\phi_{SR7} = \phi_{SRB7} + \phi_{SRD7} \quad (4.53)$$

Para efectuar o cálculo das equações (4.52) e (4.53) é apresentada em baixo a respectiva metodologia.

Radiação solar directa na coluna de água,

Comprimento da trajectória percorrido pela radiação solar directa no interior da coluna de água (Jerlov, 1976),

$$PL_w = \frac{\bar{d}_w}{\cos \left(\sin^{-1} \left[\frac{\sin \left(\theta_{sz} \cdot \frac{\pi}{180^\circ} \right)}{1.333} \right] \right)} \quad (4.54)$$

Transmissibilidade da água para a radiação solar directa (Austin e Halikas, 1976),

$$T_w^B = 0.415 - (0.194 * \log_{10}(PL_w)) \quad (4.55)$$

Reflectividade do leito (Beschta e Weathered, 1984, adaptado de Sellers, 1965),

$$R_{SB}^B = \exp\left(0.0214 * \left(\theta_{SZ} \cdot \frac{\pi}{180^\circ}\right) - 1.941\right) \quad (4.56)$$

Radiação solar directa que é atenuada desde a superfície até ao leito,

$$A1 = \phi_{SRB5} * (1 - T_w^B) \quad (4.57)$$

Radiação solar directa que alcança o leito do meio hídrico,

$$A2 = \phi_{SRB5} - A1 \quad (4.58)$$

Radiação solar directa que é absorvida pelo leito,

$$A3 = A2 * (1 - R_{SB}^B) \quad (4.59)$$

Radiação solar directa absorvida pelo leito e que é imediatamente devolvida à coluna de água como calor,

$$A4 = A3 * 0.53 * (1 - \eta) \quad (4.60)$$

Radiação solar directa que é reflectida pelo leito,

$$A5 = A2 * R_{SB}^B \quad (4.61)$$

Radiação solar directa que é atenuada desde o leito até a superfície (topo) da água,

$$A6 = A5 * (1 - T_w^B) \quad (4.62)$$

Radiação solar directa que é atenuada na coluna de água,

$$\phi_{SRB6} = A1 + A4 + A6 \quad (4.63)$$

Radiação solar directa que é atenuada no leito,

$$\phi_{SRB7} = A3 - A4 \quad (4.64)$$

Radiação solar difusa na coluna de água,

Transmissibilidade da água para a radiação solar difusa (adaptado de Austin e Halikas, 1976),

$$T_W^D = 0.415 - (0.194 * \text{Log}_{10}(\bar{d}_W)) \quad (4.65)$$

Reflectividade do leito (adaptado de Beschta e Weathered, 1984),

$$R_{SB}^D = \text{Exp}\left(0.0214 * \left(0^\circ \cdot \frac{\pi}{180^\circ}\right) - 1.941\right) \quad (4.66)$$

Radiação solar difusa atenuada desde a superfície da água até ao leito,

$$B1 = \phi_{SRD5} * (1 - T_W^D) \quad (4.67)$$

Radiação solar difusa que chega ao leito,

$$B2 = \phi_{SRD5} - B1 \quad (4.68)$$

Radiação solar difusa absorvida pelo leito,

$$B3 = B2 * (1 - R_{SB}^D) \quad (4.69)$$

Fluxo de radiação solar difusa absorvida pelo leito e que é imediatamente devolvida à coluna de água como calor,

$$B4 = B3 * 0.53 * (1 - \eta) \quad (4.70)$$

Fluxo de radiação solar difusa reflectida pelo leito,

$$B5 = B2 * R_{SB}^D \quad (4.71)$$

Fluxo de radiação solar difusa atenuada desde o leito até à superfície da água,

$$B6 = B5 * (1 - T_W^D) \quad (4.72)$$

Fluxo de radiação solar difusa atenuada na coluna de água,

$$\phi_{SRD6} = B1 + B4 + B6 \quad (4.73)$$

Fluxo de radiação solar difusa atenuada no leito,

$$\phi_{SRD7} = B3 - B4 \quad (4.74)$$

Variáveis,

Medidas/Conhecidas:

C_L : Fracção de nebulosidade (0 a 1)

ϕ_{SRC} : Constante solar (W/m^2)

JD : Dia Juliano (1 a 365)

t_{DST} : Factor de correcção para a hora de Verão (fracção do dia)

Z_s : Elevação do local (m)

θ_{T_w} : Ângulo sombra topográfica – Oeste (graus)

θ_{T_s} : Ângulo sombra topográfica – Sul (graus)

θ_{T_e} : Ângulo sombra topográfica – Este (graus)

H_{LC} : Altura da característica que cobre o terreno para cada zona (m)

VD : Fracção da Densidade da cobertura do terreno (0 a 1)

Z_{LC} : Altitude para cada zona acima da superfície do meio hídrico (m)

$Zone$: Zona

W_{LC} : Extensão de cada zona de cobertura do terreno (m)

η : Porosidade do leito

Calculadas:

C_i : Índice de claridade

D_F : Fração de radiação solar difusa

M_A : Espessura da massa de ar

T_A : Transmissibilidade da massa de ar

θ_{SA} : Altitude solar (graus)

r : Raio vector (radianos)

ϕ_{SRB} : Fluxo estimado de radiação solar directa abaixo da atmosfera (W/m^2)

ϕ_{SRB1} : Fluxo de radiação solar directa abaixo da atmosfera (W/m^2)

ϕ_{SRD1} : Fluxo de radiação solar difusa abaixo da atmosfera (W/m^2)

ϕ_{SRG} : Fluxo global de radiação solar (W/m^2)

ϕ_{SRB2} : Radiação solar abaixo das características topográficas (W/m^2)

ϕ_{SRD2} : Radiação solar difusa abaixo das características topográficas (W/m^2)

ϕ_{SRB3} : Radiação solar directa abaixo da cobertura do terreno

ϕ_{SRD3} : Radiação solar difusa abaixo da cobertura do terreno

Ψ_{LC} : Densidade da sombra provocada pela cobertura do terreno

θ_{VTS} : Vista para o céu (adimensional)

PL_{LC} : Comprimento da trajectória da radiação solar através de cada zona (m)

SL_{LC} : Comprimento da sombra formada por cada zona (m)

ϕ_{SRB4} : Radiação solar directa acima da superfície da água (W/m^2)

ϕ_{SRD4} : Radiação solar difusa acima da superfície da água (W/m^2)

W_w : Largura da superfície do meio hídrico (m)

ϕ_{SRB5} : Radiação solar directa que penetra à superfície da água (W/m^2)

ϕ_{SRD5} : Radiação solar difusa que penetra à superfície da água (W/m^2)

R_{SS} : Reflectividade à superfície da água (Albedo) (0 a 1)

\bar{d}_w : Profundidade média da coluna de água (m)

ϕ_{SRB6} : Radiação solar directa atenuada na coluna de água (W/m^2)

ϕ_{SRD6} : Radiação solar difusa atenuada na coluna de água (W/m^2)

ϕ_{SR6} : Radiação solar atenuada na coluna de água (W/m^2)

ϕ_{SRB7} : Radiação solar directa atenuada no leito (W/m²)
 ϕ_{SRD7} : Radiação solar difusa atenuada no leito (W/m²)
 ϕ_{SR7} : Radiação solar atenuada no leito (W/m²)
 R_{SB}^B : Albedo do leito para o caso da radiação solar directa
 R_{SB}^D : Albedo do leito para o caso da radiação solar difusa
 T_W^B : Transmissibilidade de luz directa na coluna de água
 T_W^D : Transmissibilidade de luz difusa na coluna de água
 PL_w : Comprimento da trajectória dos raios de luz directos na coluna de água (m)

Secção do programa *Heat_Source V_7.1_Pt*, que efectua o cálculo de θ_{VTS} (View_to_Sky),

Sub SubViewtoSky(Flag_HS)

Dim VTS_Total As Single, LC_Angle_Max As Single, LC_Angle As Single, OH As Single

Dim Zone As Integer, Direction As Integer

Dim Dummy1 As Single, Dummy2 As Single

If Flag_HS = 1 Or Flag_HS = 2 Then

'=====

'Calculate View to Sky

VTS_Total = 0

For Direction = 1 To 7

LC_Angle_Max = 0

For Zone = 1 To 4

If Zone = 1 Then

OH = theOverHang(Node, Direction)

Else

OH = 0

End If

```

        Dummy1 = theVHeight(Node, Zone, Direction) + theSlopeHeight(Node, Zone,
Direction)
        Dummy2 = Dx_lc * (Zone - 0.5) - OH
        If Dummy2 <= 0 Then Dummy2 = 0.0001
        LC_Angle = (180 / Pi) * Atn(Dummy1 / Dummy2) * theVDensity(Node, Zone,
Direction)
        If Zone = 1 Then LC_Angle_Max = LC_Angle
        If LC_Angle_Max < LC_Angle Then LC_Angle_Max = LC_Angle
        Next Zone
        VTS_Total = VTS_Total + LC_Angle_Max
    Next Direction
    View_To_Sky(Node) = (1 - VTS_Total / (7 * 90))
End If
End Sub

```

Secção do programa Heat_Source V_7.1_Pt, que efectua o cálculo do fluxo da radiação solar directa e difusa, que é atenuada na coluna de água e no leito:

```

Sub SubSolarFlux()
    Dim Flag_Topo As Integer
    Dim Direction As Single, Topo_Alt As Single, Zone As Integer
    Dim Solar_Constant As Integer, Air_Mass As Single, Trans_Air As Single
    Dim FLUX_Direct(7) As Single, FLUX_Diffuse(7) As Single
    Dim Dummy As Single, Dummy1 As Single, Dummy2 As Single
    Dim Dummy3 As Single, Dummy4 As Single, Dummy5 As Single, Dummy6 As Single
    Dim Diffuse_Fraction As Single, LC_ShadowLength As Single, LC_Distance(4)
    Dim Path(4) As Single, Rip_Extinct(4) As Single, Shade_Density(4) As Single
    Dim DEM_ShadowLength As Single, Clearness_Index As Single
    Dim Stream_Reflect As Single, Bed_Reflect As Single, BedRock As Single
    Dim Trans_Stream As Single, JulianDay As Single, Water_Path As Single
    Dim Rad_Vec As Single

    '=====
    'Check to see if it is day or night
    If SolarAltitude <= 0 Then 'Nighttime

```



```

    SolarAltitude = 0: Flag_Night = 1
Else 'Daytime
    Flag_Night = 0: Flag_Topo = 0
End If
' Solar_Constant = kj/m2*hr
' Air_Mass = Optical air mass thickness
' Trans_Air = Transmissivity of air mass
' Clearness_Index = deminsionless ratio
' Diffuse_Fraction = Fraction of solar that is diffuse
'=====
If Flag_Night = 0 Then
    '=====
    'Set Directional Land Cover Types & Calculate Riparian Boundaries
    ' LC_TotElev() = Riparian height above stream (meters)
    ' LC_Distance = Distance from stream node to veg (meters)
    ' LC_Elev = Elevation at each land cover sample point
    ' LC_ElevDiff = Elevation differance btwn land cover sample point and stream
    'Set Directional Topo Shade
    ' Topo_Alt = Topo shade angle (rad)
    '=====

If SolarAzimuth <= 67.5 Then 'NE Direction
    Direction = 1
    Topo_Alt = theTopo_E(Node)
ElseIf SolarAzimuth > 67.5 And SolarAzimuth <= 112.5 Then 'E Direction
    Direction = 2
    Topo_Alt = theTopo_E(Node)
ElseIf SolarAzimuth > 112.5 And SolarAzimuth <= 157.5 Then 'SE Direction
    Direction = 3
    Topo_Alt = 0.5 * (theTopo_E(Node) + theTopo_S(Node))
ElseIf SolarAzimuth > 157.5 And SolarAzimuth <= 202.5 Then 'S Direction
    Direction = 4
    Topo_Alt = theTopo_S(Node)
ElseIf SolarAzimuth > 202.5 And SolarAzimuth <= 247.5 Then 'SW Direction
    Direction = 5

```

```

        Topo_Alt = 0.5 * (theTopo_W(Node) + theTopo_S(Node))
    ElseIf SolarAzimuth > 247.5 And SolarAzimuth <= 292.5 Then 'W Direction
        Direction = 6
        Topo_Alt = theTopo_W(Node)
    Else 'NW Direction
        Direction = 7
        Topo_Alt = theTopo_W(Node)
    End If

'=====

'Calculate Land Cover Horizontal Spacing
For Zone = 1 To 4
    LC_TotElev(Zone) = theVHeight(Node, Zone, Direction) +
theSlopeHeight(Node, Zone, Direction)
    If Zone = 1 Then
        LC_Distance(Zone) = Dx_lc * (Zone - 0.5) - theOverHang(Node, Direction)
    Else
        LC_Distance(Zone) = Dx_lc * (Zone - 0.5)
    End If
    If LC_Distance(Zone) < 0 Then LC_Distance(Zone) = 0.00001
Next Zone

'=====

'Route solar radiation to the stream surface
' Flux_Solar(x) and Flux_Diffuse = Solar flux at various positions
' 0 - Edge of atmosphere
' 1 - Above Topography
' 2 - Above Land Cover
' 3 - Above Stream (After Land Cover Shade)
' 4 - Above Stream (What a Solar Pathfinder Measures)
' 5 - Entering Stream
' 6 - Received by Water Column
' 7 - Received by Bed

'=====

'0 - Edge of atmosphere
JulianDay = -DateDiff("d", theTime, DateSerial(year(theTime), 1, 1))

```

```

Rad_Vec = 1 + 0.017 * Cos((2 * Pi / 365) * (186 - JulianDay + Hour_DST / 24))
Solar_Constant = 1367 'W/m2
FLUX_Direct(0) = (Solar_Constant / Rad_Vec ^ 2) * Sin(SolarAltitude * Pi / 180)
'Global Direct Solar Radiation
FLUX_Diffuse(0) = 0
'=====
'1 - Above Topography
Dummy1 = 35 / Sqr(1224 * Sin(SolarAltitude * Pi / 180) + 1)
Air_Mass = Dummy1 * Exp(-0.0001184 * theElevation(Node, 0, 1))
Trans_Air = 0.0685 * Cos((2 * Pi / 365) * (JulianDay + 10)) + 0.8
'Calculate Diffuse Fraction
FLUX_Direct(1) = FLUX_Direct(0) * (Trans_Air ^ Air_Mass) * (1 - 0.65 *
Cloudiness(theHour) ^ 2)
If FLUX_Direct(0) = 0 Then
    Clearness_Index = 1
Else
    Clearness_Index = FLUX_Direct(1) / FLUX_Direct(0)
End If
Dummy = FLUX_Direct(1)
Dummy1 = 0.938 + 1.071 * Clearness_Index
Dummy2 = 5.14 * Clearness_Index ^ 2
Dummy3 = 2.98 * Clearness_Index ^ 3
Dummy4 = Sin(2 * Pi * (JulianDay - 40) / 365)
Dummy5 = (0.009 - 0.078 * Clearness_Index)
Diffuse_Fraction = Dummy1 - Dummy2 + Dummy3 - Dummy4 * Dummy5
FLUX_Direct(1) = Dummy * (1 - Diffuse_Fraction)
FLUX_Diffuse(1) = Dummy * (Diffuse_Fraction) * (1 - 0.65 *
Cloudiness(theHour) ^ 2)
'=====
'2 - Above Land Cover
'3 - Above Stream Surface (Above Bank Shade)
If SolarAltitude <= Topo_Alt Then 'Topographic Shade IS Occurring<
    Flag_Topo = 1
    FLUX_Direct(2) = 0

```

```

        FLUX_Diffuse(2) = FLUX_Diffuse(1) * (theTopo_W(Node) +
theTopo_S(Node) + theTopo_E(Node)) / (90 * 3)
        FLUX_Direct(3) = 0
        FLUX_Diffuse(3) = FLUX_Diffuse(2) * View_To_Sky(Node)
Else '>Topographic Shade is NOT Occurring<
        FLUX_Direct(2) = FLUX_Direct(1)
        FLUX_Diffuse(2) = FLUX_Diffuse(1) * (1 - (theTopo_W(Node) +
theTopo_S(Node) + theTopo_E(Node)) / (90 * 3))
        Dummy1 = FLUX_Direct(2)
        For Zone = 4 To 1 Step -1 'Calculate shade density and FLUX_Direct(3)
            LC_ShadowLength = (theVHeight(Node, Zone, Direction) +
theSlopeHeight(Node, Zone, Direction)) / Tan(SolarAltitude * Pi / 180) 'Vegetation
Shadow Casting
            If LC_ShadowLength >= LC_Distance(Zone) Then 'Veg Shade IS Occurring
                Path(Zone) = Dx_lc / Cos(SolarAltitude * Pi / 180)
                If theVDensity(Node, Zone, Direction) = 1 Then
                    Rip_Extinct(Zone) = 1
                    Shade_Density(Zone) = 1
                Else
                    Rip_Extinct(Zone) = -Log(1 - theVDensity(Node, Zone, Direction)) / 10
                    Shade_Density(Zone) = 1 - Exp(-Rip_Extinct(Zone) * Path(Zone))
                End If
            Else 'Veg Shade IS NOT Occurring
                Shade_Density(Zone) = 0
            End If
            Dummy1 = Dummy1 * (1 - Shade_Density(Zone))
        Next Zone
        FLUX_Direct(3) = Dummy1
        FLUX_Diffuse(3) = FLUX_Diffuse(2) * View_To_Sky(Node)
End If
'.....
'4 - Above Stream Surface (What a Solar Pathfinder measures)
'Account for bank shade
If Flag_Topo = 0 Then

```

```

For Zone = 4 To 1 Step -1 'Calculate bank shade and FLUX_Direct(4)
    DEM_ShadowLength = theSlopeHeight(Node, Zone, Direction) /
Tan(SolarAltitude * Pi / 180) 'Bank Shadow Casting
    If DEM_ShadowLength >= LC_Distance(Zone) Then 'Bank Shade is
Occurring
        FLUX_Direct(4) = 0
        FLUX_Diffuse(4) = FLUX_Diffuse(3)
    Else
        FLUX_Direct(4) = FLUX_Direct(3)
        FLUX_Diffuse(4) = FLUX_Diffuse(3)
    End If
Next Zone
Else
    FLUX_Direct(4) = 0
    FLUX_Diffuse(4) = FLUX_Diffuse(3)
End If
'Account for emergent vegetation
If Flag_Emergent = 1 Then
    Path(0) = theVHeight(Node, 0, 0) / Sin(SolarAltitude * Pi / 180): If Path(0) >
theWidth_B(Node) Then Path(0) = theWidth_B(Node)
    If theVDensity(Node, 0, 0) = 1 Then
        theVDensity(Node, 0, 0) = 0.9999
        Rip_Extinct(0) = 1
        Shade_Density(0) = 1
    ElseIf theVDensity(Node, 0, 0) = 0 Then
        theVDensity(Node, 0, 0) = 0.00001
        Rip_Extinct(0) = 0
        Shade_Density(0) = 0
    Else
        Rip_Extinct(0) = -Log(1 - theVDensity(Node, 0, 0)) / 10
        Shade_Density(0) = 1 - Exp(-Rip_Extinct(0) * Path(0))
    End If
    FLUX_Direct(4) = FLUX_Direct(4) * (1 - Shade_Density(0))
    Path(0) = theVHeight(Node, 0, 0)

```

```

Rip_Extinct(0) = -Log(1 - theVDensity(Node, 0, 0)) / theVHeight(Node, 0, 0)
Shade_Density(0) = 1 - Exp(-Rip_Extinct(0) * Path(0))
FLUX_Diffuse(4) = FLUX_Diffuse(4) * (1 - Shade_Density(0))
End If
'.....:
'5 - Entering Stream
If SolarZenith > 80 Then
    Stream_Reflect = 0.0515 * (SolarZenith) - 3.636
Else
    Stream_Reflect = 0.091 * (1 / Cos(SolarZenith * Pi / 180)) - 0.0386
End If
If Abs(Stream_Reflect) > 1 Then Stream_Reflect = 0.0515 * (SolarZenith * Pi /
180) - 3.636
If Abs(Stream_Reflect) > 1 Then Stream_Reflect = 0.091 * (1 / Cos(SolarZenith *
Pi / 180)) - 0.0386
FLUX_Diffuse(5) = FLUX_Diffuse(4) * 0.91
FLUX_Direct(5) = FLUX_Direct(4) * (1 - Stream_Reflect)
'.....:
'6 - Received by Water Column
'7 - Received by Bed
Dummy = Atn((Sin(SolarZenith * Pi / 180) / 1.3333) / Sqr(-(Sin(SolarZenith * Pi /
180) / 1.3333) * (Sin(SolarZenith * Pi / 180) / 1.3333) + 1))
Water_Path = theDepth(Node, 1) / Cos(Dummy) 'Jerlov (1976)
Trans_Stream = 0.415 - (0.194 * Log10(Water_Path * 100))
If Trans_Stream > 1 Then Trans_Stream = 1
Dummy1 = FLUX_Direct(5) * (1 - Trans_Stream)          'Direct Solar Radiation
attenuated on way down
Dummy2 = FLUX_Direct(5) - Dummy1                      'Direct Solar Radiation Hitting
Stream bed
Bed_Reflect = Exp(0.0214 * (SolarZenith * Pi / 180) - 1.941) 'Reflection Coef. for
Direct Solar
BedRock = 1 - thePorosity
Dummy3 = Dummy2 * (1 - Bed_Reflect)                    'Direct Solar Radiation
Absorbed in Bed

```

$Dummy4 = 0.53 * BedRock * Dummy3$ 'Direct Solar Radiation
Immediately Returned to Water Column as Heat
 $Dummy5 = Dummy2 * Bed_Reflect$ 'Direct Solar Radiation Reflected
off Bed
 $Dummy6 = Dummy5 * (1 - Trans_Stream)$ 'Direct Solar Radiation
attenuated on way up
 $FLUX_Direct(6) = Dummy1 + Dummy4 + Dummy6$
 $FLUX_Direct(7) = Dummy3 - Dummy4$
 $Trans_Stream = 0.415 - (0.194 * Log10(100 * theDepth(Node, 1)))$
If $Trans_Stream > 1$ Then $Trans_Stream = 1$
If $Trans_Stream > 1$ Then $Trans_Stream = 1$
 $Dummy1 = FLUX_Diffuse(5) * (1 - Trans_Stream)$ 'Diffuse Solar Radiation
attenuated on way down
 $Dummy2 = FLUX_Diffuse(5) - Dummy1$ 'Diffuse Solar Radiation
Hitting Stream bed
 $Bed_Reflect = Exp(0.0214 * (0) - 1.941)$ 'Reflection Coef. for Diffuse Solar
 $Dummy3 = Dummy2 * (1 - Bed_Reflect)$ 'Diffuse Solar Radiation
Absorbed in Bed
 $Dummy4 = 0.53 * BedRock * Dummy3$ 'Diffuse Solar Radiation
Immediately Returned to Water Column as Heat
 $Dummy5 = Dummy2 * Bed_Reflect$ 'Diffuse Solar Radiation
Reflected off Bed
 $Dummy6 = Dummy5 * (1 - Trans_Stream)$ 'Diffuse Solar Radiation
attenuated on way up
 $FLUX_Diffuse(6) = Dummy1 + Dummy4 + Dummy6$
 $FLUX_Diffuse(7) = Dummy3 - Dummy4$
Else 'It is nighttime
 $FLUX_Direct(0) = 0$
 $FLUX_Direct(1) = 0$
 $FLUX_Direct(2) = 0$
 $FLUX_Direct(3) = 0$
 $FLUX_Direct(4) = 0$
 $FLUX_Direct(5) = 0$
 $FLUX_Direct(6) = 0$

```

FLUX_Direct(7) = 0
FLUX_Diffuse(0) = 0
FLUX_Diffuse(1) = 0
FLUX_Diffuse(2) = 0
FLUX_Diffuse(3) = 0
FLUX_Diffuse(4) = 0
FLUX_Diffuse(5) = 0
FLUX_Diffuse(6) = 0
FLUX_Diffuse(7) = 0

```

End If

```

' Flux_Solar(x) and Flux_Diffuse = Solar flux at various positions
'   0 - Edge of atmosphere
'   1 - Above Topography
'   2 - Above Land Cover
'   3 - Above Stream (After Land Cover Shade)
'   4 - Above Stream (What a Solar Pathfinder Measures)
'   5 - Entering Stream
'   6 - Received by Water Column
'   7 - Received by Bed

```

```

Flux_Solar1 = FLUX_Diffuse(1) + FLUX_Direct(1)
Flux_Solar2 = FLUX_Diffuse(2) + FLUX_Direct(2)
Flux_Solar4 = FLUX_Diffuse(4) + FLUX_Direct(4)
Flux_Solar5 = FLUX_Diffuse(5) + FLUX_Direct(5)
Flux_Solar6 = FLUX_Diffuse(6) + FLUX_Direct(6)
Flux_Solar7 = FLUX_Diffuse(7) + FLUX_Direct(7)

```

End Sub

4.2.2 RADIAÇÃO TÉRMICA (ONDAS LONGAS)

O fluxo de radiação térmica é calculado, segundo Stefan-Boltzmann, pela lei da quarta potência para corpos negros, $P = \epsilon \cdot \sigma \cdot T^4$.

O fluxo de radiação térmica ($\phi_{longwave}$) que chega à superfície da água contida no meio hídrico é composto por três componentes, duas positivas da atmosfera (ϕ_{LW}^A) e das características físicas que rodeiam esse meio (ϕ_{LW}^{LC}) e uma negativa (radiação reflectida pela superfície da água (ϕ_{LW}^S),

$$\phi_{longwave} = \phi_{LW}^A + \phi_{LW}^{LC} + \phi_{LW}^S \quad (4.75)$$

A intensidade da radiação térmica acumulada na atmosfera que vai actuar sobre a superfície da água é função das características da mistura atmosférica, tais como humidade do ar, temperatura do ar, dióxido de carbono e outras moléculas presentes na atmosfera, sendo que a humidade e temperatura do ar é que vão ter uma maior influência nessa intensidade da radiação térmica. A nebulosidade também vai ter influência, uma vez que as nuvens absorvem esta radiação e depois a emitem aquecendo assim a superfície terrestre. Pelo que o fluxo de radiação térmica proveniente da atmosfera é atenuado na coluna de água do meio hídrico, sendo também função da emissividade da água ($\epsilon = 0.96$),

$$\phi_{LW}^A = 0.96 * \epsilon_{atm} * (T_a + 273.2)^4 \quad (4.76)$$

Emissividade atmosférica (Dingman, 2002, Kustas et al., 1994),

$$\epsilon_{atm} = 1.72 * \left(\frac{0.1 * e_a}{T_a + 273.2} \right)^{1/7} * (1.22 + C_L^2) \quad (4.77)$$

Pressão de vapor (Bedient e Huber, 1992),

$$e_a = \frac{H}{100\%} * e_s \quad (4.78)$$

Pressão de vapor saturado (Chapra, 1997 e Raudkivi, 1979),

$$e_s = 6.1275 * e^{\left(\frac{12.27 * T_a}{237.3 + T_a}\right)} \quad (4.79)$$

As equações (4.78) e (4.79) em conjunto dão uma aproximação às curvas da figura 4.17.

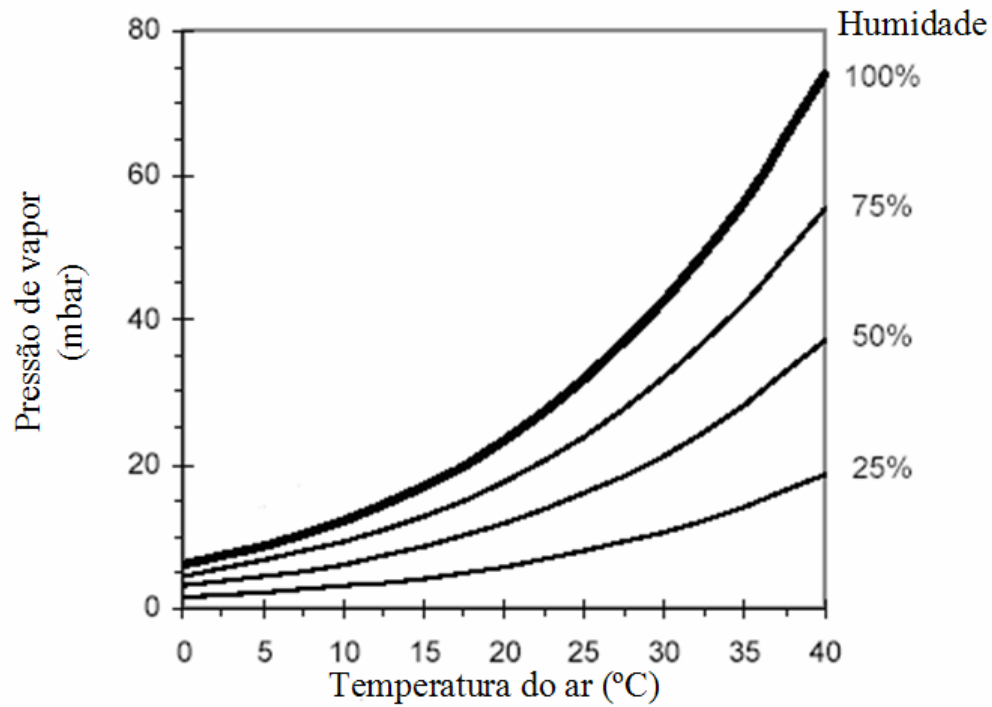


Figura 4.17- Pressão de vapor (e_a) em função da temperatura do ar (T_a)

A radiação térmica emitida pela vegetação envolvente é controlada essencialmente pelas características físicas dessa vegetação (altura e densidade), pelo que o fluxo de radiação térmica proveniente da vegetação e atenuada na coluna de água, é dado pela equação (4.80) (McCutcheon, 1989):

$$\phi_{LW}^{LC} = 0.96 * (1 - \theta_{VTS}) * 0.96 * \sigma * (T_a + 273.2)^4 \quad (4.80)$$

A emissão de radiação térmica da superfície da água é designada por radiação reflectida por corpos negros, sendo função da emissividade da água (0.96) e da temperatura. Então o fluxo de radiação térmica emitida pela superfície da água é representado pela equação (4.81):

$$\phi_{LW}^S = -0.96 * \sigma * (T_w + 273.2)^4 \quad (4.81)$$

Variáveis,

Medidas/Conhecidas:

- C_L: Nebulosidade (0 a 1)
- H: Humidade
- σ: Constante de Stefan-Boltzmann (5.67 x 10⁻⁸ (W/(m².K⁴))
- T_a: Temperatura do ar (°C)
- T_w: Temperatura da água (°C)

Calculadas:

- ε_{atm}: Emissividade da atmosfera (0 a 1)
 - e_a: Pressão de vapor (mbar)
 - e_s: Pressão de vapor saturado (mbar)
 - ϕ_{longwave}: Radiação térmica recebida pela coluna de água (W/m²)
 - ϕ_{LW}^A: Fluxo de radiação térmica emitida pela a atmosfera (W/m²)
 - ϕ_{LW}^{LC}: Fluxo de radiação térmica emitida pela vegetação (W/m²)
 - ϕ_{LW}^S: Fluxo de radiação térmica emitida pela superfície da água (W/m²)
-

Secção do programa Heat_Source V_7.1_Pt, que efectua o cálculo da radiação térmica recebida pela coluna de água:

Sub SubLongwaveFlux()

Dim Sigma As Double, Emissivity As Single, Humidity As Single, Pressure As Single

Dim Dummy1 As Single, Dummy2 As Single, Air_T As Single

'=====

'Calculate Longwave FLUX

'=====

'Atmospheric variables

```

Air_T = Cont_Air_Temp(Atmospheric_Data(Node), theHour)
Humidity = Cont_Humidity(Atmospheric_Data(Node), theHour)
Pressure = 1013 - 0.1055 * theElevation(Node, 0, 1) 'mbar
Sat_Vapor = 6.1275 * Exp(17.27 * Air_T / (237.3 + Air_T)) 'mbar (Chapra p. 567)
Air_Vapor = Cont_Humidity(Atmospheric_Data(Node), theHour) * Sat_Vapor
Sigma = 0.0000000567 'Stefan-Boltzmann constant (W/m2 K4)
Emissivity = 1.72 * (((Air_Vapor * 0.1) / (273.2 + Air_T)) ^ (1 / 7)) * (1 + 0.22 *
Cloudiness(theHour) ^ 2) 'Dingman p 282
'=====
'Calcualte the atmospheric longwave flux
FLUX_LW_Atm = 0.96 * View_To_Sky(Node) * Emissivity * Sigma * (Air_T + 273.2) ^ 4
FLUX_LW_Atm = 0.96 * Emissivity * Sigma * (Air_T + 273.2) ^ 4
'Calcualte the backradiation longwave flux
FLUX_LW_Stream = -0.96 * Sigma * (T(0, Node) + 273.2) ^ 4
'Calcualte the vegetation longwave flux
FLUX_LW_Veg = 0.96 * (1 - View_To_Sky(Node)) * 0.96 * Sigma * (Air_T + 273.2) ^ 4
'Calcualte the net longwave flux
Flux_Longwave = FLUX_LW_Atm + FLUX_LW_Stream + FLUX_LW_Veg
'=====
End Sub

```

4.2.3 FLUXO DE TRANFERÊNCIA DE CALOR POR CONDUÇÃO NO SUBSTRACTO

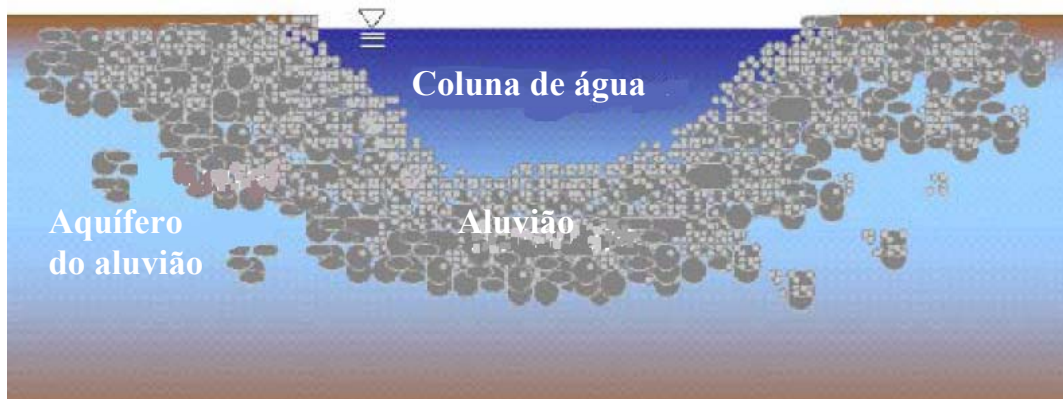


Figura 4.18- Representação do meio hídrico com coluna de água, aluvião e aquífero do aluvião

Existe transferência de calor por condução entre o leito e a coluna de água quando existe um gradiente de temperatura entre os dois, sendo esse fluxo dependente das propriedades granulométricas e de condução do substrato.

Com o objectivo de se desenvolver uma metodologia analítica para o cálculo do fluxo de transferência de calor por condução, ir-se-ão definir algumas terminologias relativas à morfologia do meio hídrico:

- **Substrato**, (faz parte do aluvião que ocupa o leito) e é constituído por vários tipos de materiais com diversa granulometria.

- **Aluvião** consiste em materiais depositados e substrato que estão por debaixo do meio hídrico.

- **Porosidade**, refere-se aos espaços intersticiais (espaços vazios) no aluvião, supostamente preenchidos por sedimentos finos e água. A porosidade é estimada em função do tamanho das partículas de substrato, normalmente é determinado por peneiração (medido em termos de diâmetro médio) e quantificado como percentagem do volume total da amostra.

A medida d_{50} indica o diâmetro médio das partículas do aluvião dentro da amostra.

- **Incrustação (Embeddedness)** é uma medida do grau pelo qual o substrato está rodeado por sedimentos finos (lama e areia), sendo assumido que os sedimentos finos incrustados ocupam os espaços intersticiais no aluvião.

Para o cálculo da porosidade é usada a equação (4.82) (Bedient e Huber, 1992) obtida através da figura 4.19:

$$\eta = 0.3683 * [(d_{50} * (1 - E)) + E * d_{50}^{sand}]^{-0.0641} \quad (4.82)$$

Tabela 4.2- d_{50} para partículas do leito (Bedient e Huber, 1992, Rosgen 1996)

Partículas	d_{50} (mm)
Lama (silt)	<0.062
Areia (sand)	0.062 – 2.0
Cascalho (Gravel)	2.0 – 63.5
Pedra redondas (Cobble)	63.5 - 254
Seixo (Boulder)	> 254

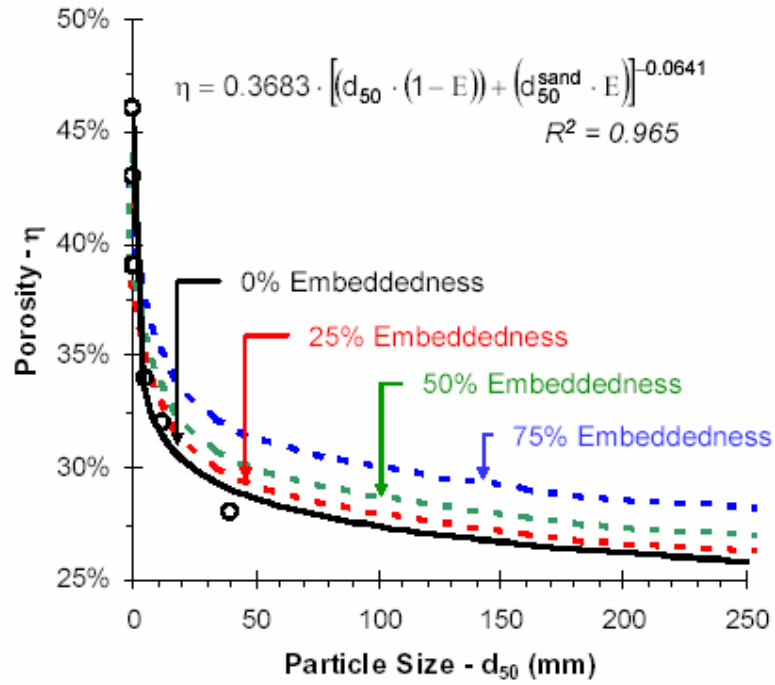


Figura 4.19- Valores da porosidade estimada (η) como função do tamanho de partículas e incrustações do aluvião.

Uma vez que a água e o aluvião formam a interface de condução de calor, então o coeficiente de condutividade térmica (K_{CL}) é calculado como uma média pesada do volume de cada meio.

$$K_{CL} = \left(K_{sed} * \frac{V_{sed}}{V_{CL}} \right) + \left(K_{H_2O} * \frac{V_{H_2O}}{V_{CL}} \right) \quad (4.83)$$

Condutividade térmica da água,

$$K_{H_2O} = \rho_{H_2O} * c_{H_2O} * \alpha_{H_2O} \quad (4.84)$$

Condutividade térmica do sedimento,

$$K_{sed} = \rho_{sed} * c_{sed} * \alpha_{sed} \quad (4.85)$$

Espessura da camada por onde se efectua a condução (assume-se 100 partículas para espessura),

$$d_{CL} = \frac{100 * d_{50}}{1000} : (0.1 \text{ m} < d_{50} < 0.3 \text{ m}) \quad (4.86)$$

Volume de sedimento na camada do leito por onde se efectua a condução,

$$V_{sed} = (1 - \eta) * P_W * d_{CL} * dx \quad (4.87)$$

Volume de água na camada do leito por onde se efectua a condução,

$$V_{H_2O} = \eta * P_W * d_{CL} * dx \quad (4.88)$$

Volume total da camada do leito por onde se efectua a condução,

$$V_{CL} = P_W * d_{CL} * dx \quad (4.89)$$

Com as equações atrás enunciadas (4.87) a (4.89) pode-se obter a equação (4.83) noutra forma,

$$K_{CL} = \left(K_{sed} * \frac{V_{sed}}{V_{CL}} \right) + \left(K_{H_2O} * \frac{V_{H_2O}}{V_{CL}} \right) = K_{sed} * (1 - \eta) + K_{H_2O} * \eta \quad (4.90)$$

O fluxo de transferência de calor por condução na camada entre o aluvião e a coluna de água é calculado como função da condutividade (K_{CL}) e da diferença de temperatura entre a camada de aluvião e a temperatura da coluna de água. Durante os períodos de exposição solar (de dia) o substracto vai atenuar uma porção de energia radiante que chega ao leito, provocando assim variações de temperatura na camada de aluvião onde ocorre a condução de calor. Estas variações de temperatura vão ser tomadas em conta no balanço energético através das equações (4.94) e (4.95). Um segundo processo de transferência de calor por condução é entre o substracto e a parte do aluvião mais fundo.

A temperatura na camada onde ocorre a condução varia devido a diferentes valores de temperatura na coluna de água existindo assim variações de gradientes térmicos ao longo do tempo e do espaço. Assume-se então como condição inicial para temperatura nesta camada de condução, que é igual à temperatura do nó inicial.

Fluxo de transferência de calor por condução entre o substracto e a coluna de água,

$$\phi_{condução} = \rho_{CL} * c_{CL} * \alpha_{CL} * \frac{(T_{CL}^t - T_W^t)}{\frac{d_{CL}}{2}} = K_{CL} * \frac{(T_{CL}^t - T_W^t)}{\frac{d_{CL}}{2}} \quad (4.91)$$

Fluxo de transferência de calor por condução entre substracto e o aluvião,

$$\phi_{condução}^{aluvião} = \rho_{CL} * c_{CL} * \alpha_{CL} * \frac{(T_{aluvião} - T_{CL}^t)}{\frac{d_{CL}}{2}} = K_{CL} * \frac{(T_{aluvião} - T_{CL}^t)}{\frac{d_{CL}}{2}} \quad (4.92)$$

Calor específico na camada aluvião/substracto calculado como uma média pesada do volume de cada meio,

$$c_{CL} = c_{sed} * \frac{V_{sed}}{V_{CL}} + c_{H_2O} * \frac{V_{H_2O}}{V_{CL}} \quad (4.93)$$

Densidade da camada aluvião/substracto calculada como uma média pesada do volume de cada meio,

$$\rho_{CL} = \rho_{sed} * \frac{V_{sed}}{V_{CL}} + \rho_{H_2O} * \frac{V_{H_2O}}{V_{CL}} \quad (4.94)$$

Variação da temperatura na camada aluvião/substracto devida à transferência de calor,

$$\begin{aligned} \Delta T_{CL} &= (\phi_{SR7} - \phi_{condução} + \phi_{condução}^{aluvião}) * \frac{A_{CL} * dt}{V_{CL} * \rho_{CL} * c_{CL}} \\ &= (\phi_{SR7} - \phi_{condução} + \phi_{condução}^{aluvião}) * \frac{(P_W * dx) * dt}{(d_{CL} * P_W * dx) * \rho_{CL} * c_{CL}} \\ &= (\phi_{SR7} - \phi_{condução} + \phi_{condução}^{aluvião}) * \frac{dt}{d_{CL} * \rho_{CL} * c_{CL}} \end{aligned} \quad (4.95)$$

Temperatura na camada aluvião/substrato,

$$T_{CL}^{t+1} = T_{CL}^t + \Delta T_{CL} \quad (4.96)$$

Variáveis,

Medidas/Conhecidas:

- d_{50} : Tamanho da partícula de substrato (mm)
- d_{50}^{sand} : Tamanho dos finos de sedimento (mm)
- dx : Comprimento longitudinal do meio hídrico (m)
- E : Incrustação (0 a 1)
- c_{sed} : Calor específico do substrato (2219 J/(kg °C))
- c_{H_2O} : Calor específico da água (4187 J/(kg °C))
- α_{sed} : Difusividade térmica do substrato (0.0000045 m²/s)
- α_{H_2O} : Difusividade térmica da água (0.000001433 m²/s)
- ρ_{sed} : Densidade do substrato (1600 kg/m³)
- ρ_{H_2O} : Densidade da água (1000 kg/m³)
- K_{sed} : Condutividade térmica do sedimento (15.977 J/(m.s.°C))
- K_{H_2O} : Condutividade térmica da água (0.600 J/(m.s.°C))
- t : Tempo (s)

Calculadas:

- α_{CL} : Difusividade térmica da camada aluvião/substrato (m²/s)
- A_{CL} : Área superficial da camada aluvião substrato (m²)
- c_{CL} : Calor específico da camada aluvião/substrato (J/(kg.°C))
- d_{CL} : Espessura da camada aluvião/substrato (m)
- $\phi_{condução}$: Fluxo de transferência de calor por condução entre o substrato e a coluna de água (W/m²)
- $\phi_{condução}^{alvião}$: Fluxo de transferência de calor por condução entre substrato e o aluvião (W/m²)
- ϕ_{SR7} : Fluxo de radiação solar atenuado no substrato (W/m²)
- η : Porosidade do leito (adimensional, 0 a 1)

K_{CL} :	Condutividade térmica da camada aluvião/substrato (J/(m.s.°C))
P_w :	Perímetro molhado do meio hídrico (m)
ρ_{CL} :	Densidade da camada aluvião/substrato (kg/m ³)
ΔT_{CL} :	Gradiente de temperatura na camada aluvião/substrato (°C)
T_{CL} :	Temperatura na camada aluvião/substrato (°C)
T_w :	Temperatura da coluna de água (°C)
$T_{aluvião}$:	Temperatura do aquífero aluvial (°C)
V_{sed} :	Volume de substrato na camada aluvião/substrato (m ³)
V_{H_2O} :	Volume de água na camada aluvião/substrato (m ³)
V_{CL} :	Volume da camada aluvião/substrato (m ³)

Secção do programa Heat_Source V_7.1_Pt, que efectua o cálculo do fluxo de transferência de calor por condução entre substrato e o aluvião,

```

Sub SubConductionFlux()
    Dim Sed_Density As Integer, Sed_ThermalDiffuse As Double,
Sed_HeatCapacity As Integer
    Dim H2O_Density As Integer, H2O_ThermalDiffuse As Double,
H2O_HeatCapacity As Integer
    Dim Sed_Depth As Single, Volume_Sediment As Single, Volume_H2O As
Single, Volume_Hyp As Single
    Dim Ratio_Sediment As Single, Ratio_H2O As Single, Density As Single
    Dim HeatCapacity As Single, ThermalDiffuse As Single
    Dim DT_Sed As Single, NetHeat_Sed As Single
    Dim Flux_Conduction_Alluvium As Single
    '=====
    'Calculate Bed Conduction FLUX
    'and hyporheic exchange temperature change
    '=====
    'Variables used in bed conduction
    'Substrate Conduction Constants
    Sed_Density = 1600 'kg/m3
    Sed_ThermalDiffuse = 0.0000045 'm2/s
    Sed_HeatCapacity = 2219 'J/(kg *C)

```

```

'=====
'Variables used in bed conduction
'Water Conduction Constants
H2O_Density = 1000 'kg/m3
H2O_ThermalDiffuse = 0.00000014331 'm2/s
H2O_HeatCapacity = 4187 'J/(kg *C)
'=====

'Variables used in bed conduction
'Calculate the sediment depth (conduction layer)
Sed_Depth = 10 * theParticleSize(Node) / 1000
If Sed_Depth > 1 Then Sed_Depth = 1
If Sed_Depth < 0.1 Then Sed_Depth = 0.1
'Sed_Depth = 0.2
'=====

'Variables used in bed conduction
'Calculate Volumetric Ratio of Water and Substrate
'Use this Ratio to Estimate Conduction Constants
Volume_Sediment = (1 - thePorosity) * Pw(Node) * Sed_Depth * dx
Volume_H2O = (thePorosity) * Pw(Node) * Sed_Depth * dx
Volume_Hyp = Pw(Node) * Sed_Depth * dx
Ratio_Sediment = Volume_Sediment / Volume_Hyp
Ratio_H2O = Volume_H2O / Volume_Hyp
Density = (Sed_Density * Ratio_Sediment) + (H2O_Density * Ratio_H2O)
HeatCapacity = (Sed_HeatCapacity * Ratio_Sediment) + (H2O_HeatCapacity *
Ratio_H2O)
ThermalDiffuse = (Sed_ThermalDiffuse * Ratio_Sediment) +
(H2O_ThermalDiffuse * Ratio_H2O)
'=====

'Calculate the conduction flux between water column & substrate
Flux_Conduction = ThermalDiffuse * Density * HeatCapacity *
(Temp_Sed(Node) - T(0, Node)) / (Sed_Depth / 2)
'Calculate the conduction flux between deeper alluvium & substrate
If Sheet2.Range("IV21").Value = 1 Then

```

```

        Flux_Conduction_Alluvium = ThermalDiffuse * Density * HeatCapacity *
(Temp_Sed(Node) - Sheet2.Range("IV20").Value) / (Sed_Depth / 2)
    Else
        Flux_Conduction_Alluvium = 0
    End If
'=====
'Calculate the changes in temperature in the substrate conduction layer
'Temperature change in substrate from solar exposure and conducted heat
NetHeat_Sed = Flux_Solar7 - Flux_Conduction - Flux_Conduction_Alluvium
DT_Sed = NetHeat_Sed * Pw(Node) * dx * dt / (Volume_Hyp * Density *
HeatCapacity)
'=====
'Calculate the temperature of the substrate conduction layer
Temp_Sed(Node) = Temp_Sed(Node) + DT_Sed
'=====
End Sub

```

4.2.4 FLUXO DE TRANSFERÊNCIA DE CALOR POR EVAPORAÇÃO E CONVECÇÃO

No **capítulo 2, secção 2.3 (Evaporação)** e **2.4 (Convecção)** já se fez referência ao fluxo de transferência de calor por evaporação e convecção, pelo que nesta secção se apresentam apenas as partes do modelo em Visual Basic que permitem efectuar o cálculo desses fluxos de transferência de calor por evaporação e convecção. Faz-se notar que se acrescentou a este modelo Heat_Source_V_7.1_Pt a função vento determinada experimentalmente e já descrita no capítulo 3. Relembrando, obteve-se a seguinte função:

$$f(W) = 3.268 \times 10^{-9} \times (T - T_a)^{1/3} + 1.18 \times 10^{-8} \times W \times \ln\left(\frac{T}{T_a}\right)$$

Esta nova função vento foi introduzida no presente modelo Heat_Source_V_7.1_Pt, através de um novo método de cálculo, que passará a ser designada por “Método José Sousa”.

```

Sub SubEvapConvFlux()
    Dim Sat_Temp As Single, Bowen As Single
    Dim LHV As Single, Wind_Function As Double, Air_T As Single, Pressure As Single,
Wind As Single
    Dim Gamma As Single, Delta As Single, Zm As Single, Zd As Single, Zo As Single, Pa
As Single
    Dim Friction_Velocity As Single, Humidity As Single, Ea As Single, NetRadiation As
Single, Ke As Single

'=====
'Calculate Evaporation FLUX
'=====

'Atmospheric Variables
Wind = Cont_Wind(Atmospheric_Data(Node), theHour)
Air_T = Cont_Air_Temp(Atmospheric_Data(Node), theHour)
Humidity = Cont_Humidity(Atmospheric_Data(Node), theHour)
Pressure = 1013 - 0.1055 * theElevation(Node, 0, 1) 'mbar
Sat_Vapor = 6.1275 * Exp(17.27 * T(0, Node) / (237.3 + T(1, Node))) 'mbar (Chapra p.
567)
Air_Vapor = Cont_Humidity(Atmospheric_Data(Node), theHour) * Sat_Vapor
'=====

'Calculate the frictional reduction in wind velocity
If Flag_Emergent = 1 And theVHeight(Node, 0, 0) > 0 Then
    If theVHeight(Node, 0, 0) > 2 Then Dummy = 2
    Zd = 0.7 * theVHeight(Node, 0, 0)
    Zo = 0.1 * theVHeight(Node, 0, 0)
    Zm = 2
    Friction_Velocity = Wind * 0.4 / Log((Zm - Zd) / Zo) 'Vertical Wind Decay Rate
(Dingman p. 594)
Else
    Zo = 0.00023 'Brustsaert (1982) p. 277 Dingman
    Zd = 0 'Brustsaert (1982) p. 277 Dingman
    Zm = 2

```

```

    Friction_Velocity = Wind
End If

'=====

'Wind Function f(w)
'Wind_Function = the_a + the_b * Friction_Velocity 'm/mbar/s
'=====

'Latent Heat of Vaporization
LHV = 1000 * (2501.4 + (1.83 + T(0, Node))) 'J/kg
'=====

'Use Jobson Wind Function
If Sheet2.Range("IT1").Value = 1 Then
    Wind_Function = the_a + the_b * Friction_Velocity 'm/mbar/s
'=====

    'Calculate Evaporation FLUX
    Evap_Rate = Wind_Function * (Sat_Vapor - Air_Vapor) 'm/s
    FLUX_Evaporation = -Evap_Rate * LHV * P 'W/m2
    'Calculate Convection FLUX
    If (Sat_Vapor - Air_Vapor) <> 0 Then
        Bowen = 0.61 * (Pressure / 1000) * (T(0, Node) - Air_T) / (Sat_Vapor -
Air_Vapor)
    Else
        Bowen = 1
    End If
    FLUX_Convection = FLUX_Evaporation * Bowen
'=====

'Use Penman Combination Method
ElseIf Sheet2.Range("IU1").Value = 1 Then
    Wind_Function = the_a + the_b * Friction_Velocity 'm/mbar/s
'=====

    'Calculate Evaporation FLUX
    Gamma = 1003.5 * Pressure / (LHV * 0.62198) 'mb/*C Cuenca p 141
    Delta = 6.1275 * Exp(17.27 * Air_T / (237.3 + Air_T)) - 6.1275 * Exp(17.27 * (Air_T
- 1) / (237.3 + Air_T - 1))
    NetRadiation = (Flux_Solar5 + Flux_Longwave) 'J/m2/s

```

```

If NetRadiation < 0 Then NetRadiation = 0 'J/m2/s
Ea = Wind_Function * (Sat_Vapor - Air_Vapor) 'm/s
Evap_Rate = ((NetRadiation * Delta / (P * LHV)) + Ea * Gamma) / (Delta + Gamma)
FLUX_Evaporation = -Evap_Rate * LHV * P 'W/m2
'Calculate Convection FLUX
Bowen = Gamma * (T(0, Node) - Air_T) / (Sat_Vapor - Air_Vapor)
FLUX_Convection = FLUX_Evaporation * Bowen
Else 'Método Jose Sousa
  If (T(0, Node) < Air_T) Then
    Wind_Function = 0
  Else
    Wind_Function = the_a * (T(0, Node) - Air_T) ^ 0.333 + the_b * Log(T(0, Node) /
Air_T) * Friction_Velocity
  End If
  'Calculate Evaporation FLUX
  Evap_Rate = Wind_Function * (Sat_Vapor - Air_Vapor) 'm/s
  FLUX_Evaporation = -Evap_Rate * LHV * P 'W/m2
  'Calculate Convection FLUX
  If (Sat_Vapor - Air_Vapor) <> 0 Then
    Bowen = 0.61 * (Pressure / 1000) * (T(0, Node) - Air_T) / (Sat_Vapor -
Air_Vapor)
  Else
    Bowen = 1
  End If
  FLUX_Convection = FLUX_Evaporation * Bowen
End If
'=====
End Sub

```

5 TRANSFERÊNCIA DINÂMICA DE MASSA

Os processos dinâmicos de transferência de massa referem-se ao movimento e mistura da água por todo o sistema hídrico. A *advecção* representa o transporte de energia e de substâncias dissolvidas/suspensas associado ao escoamento da água para jusante. A *dispersão* refere-se à mistura da água causada pela difusão turbulenta, assumindo-se que em escoamentos naturais (i.e., não forçados, como em rios e canais) o escoamento de água é bem misturado verticalmente devido à influência da dispersão. Existe ainda a mistura da água do sistema hídrico com a água proveniente dos afluentes e com fontes de águas subterrâneas.



Figura 5.1- Processos de transferência de massa: Advecção, Dispersão e Mistura

Os escoamentos turbulentos resultam do perfil multi-dimensional da velocidade de escoamento, uma vez que as velocidades mais baixas ocorrem perto das fronteiras do canal (sistema hídrico). As velocidades mais elevadas ocorrem num ponto mais afastado das fronteiras do canal, ou seja, no topo e no centro da coluna de água. Pelo que a velocidade é função da profundidade, largura e rugosidade do canal.

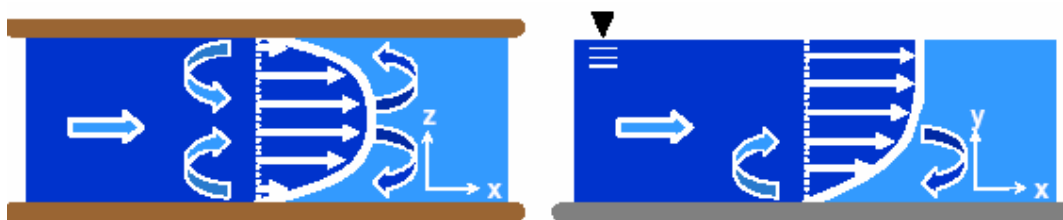


Figura 5.2- Perfis de velocidade laterais e verticais

5.1 GEOMETRIA DO CANAL E AS EQUAÇÕES DE MANNING

A representação do canal é efectuada por uma forma trapezoidal, usada para estimar a largura do canal (W_{BF}), declive das margens (Z), declive longitudinal do canal (S_o) e um valor da razão largura/profundidade ($W:D$) que é assumido ou então medido

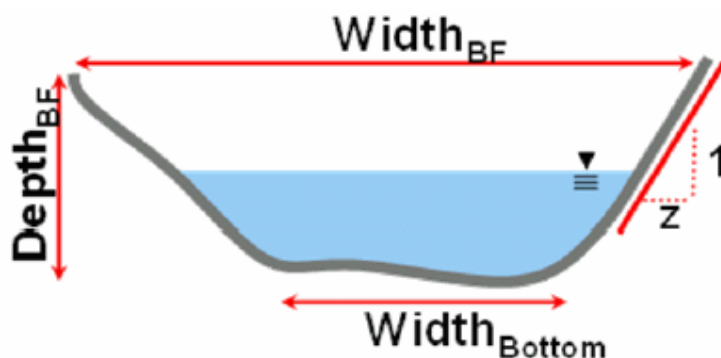


Figura 5.3- Representação trapezoidal da secção transversal do canal

Com os valores atrás referidos é possível calcular as restantes dimensões do canal, tais como a profundidade média (\bar{d}_{BF}), profundidade (d_{BF}) e largura do leito (W_B).

A equação de Manning é normalmente usada para calcular caudais e velocidades em escoamentos com superfície livre (canais ou rios) em função das dimensões das superfícies molhadas do canal (d , W , Z), rugosidade (n) e do declive (S_o). Sendo o caudal conhecido, então as dimensões das superfícies molhadas do canal são calculadas usando a geometria do canal e a equação de Manning. Pelo que é desenvolvido um sistema de equações para uma de secção transversal (A_w), perímetro molhado (P_w), raio hidráulico

(R_h) e um caudal volumétrico ($Q = A * U$) que se tornam função de variáveis conhecidas e de uma desconhecida: profundidade molhada (d_w).

Equação de Manning,

$$U = \frac{1}{n} * R_h^{2/3} * S_o^{1/2} \quad (5.1)$$

Caudal,

$$Q = A_x * U = A_x * \frac{1}{n} * R_h^{2/3} * S_o^{1/2} \quad (5.2)$$

Raio hidráulico,

$$R_h = \frac{A_x}{P_w} \quad (5.3)$$

Área de secção transversal,

$$A_x = d_w * (W_B + Z * d_w) \quad (5.4)$$

Perímetro molhado,

$$P_w = W_B + 2 * Z * d_{BF} \quad (5.5)$$

Largura do leito,

$$W_B = W_{BF} - 2 * Z * d_{BF} \quad (5.6)$$

Profundidade média,

$$\bar{d}_{BF} = \frac{W_{BF}}{W : D} \quad (5.7)$$

Profundidade,

$$d_{BF} = \frac{\bar{d}_{BF}}{\left(\frac{W_{BF} - W_B}{W_{BF}}\right) + \frac{1 - \left(\frac{W_{BF} - W_B}{W_{BF}}\right)}{2}} \quad (5.8)$$

Extensão molhada,

$$W_w = W_B + 2 * Z * d_w \quad (5.9)$$

Profundidade média molhada,

$$\bar{d}_{BF} = \left(\frac{W_w - W_B}{W_w}\right) * d_w + \frac{1 - \left(\frac{W_w - W_B}{W_w}\right)}{2} * d_w \quad (5.10)$$

Caudal em função da profundidade molhada e outras variáveis conhecidas para o canal trapezoidal,

$$Q = \frac{1}{n} * d_w * (W_B + Z * d_w) * \left(\frac{d_w * (W_B + Z * d_w)}{W_B + 2 * d_w * \sqrt{1 + Z^2}}\right)^{2/3} * S_O^{1/2} \quad (5.11)$$

Para a determinação da variável (d_w) é usado o método iterativo de Newton-Raphson, descrito abaixo em quatro passos.

Passo 1. Escrever a função $f(d_w)$ de modo que todas as variáveis estejam apenas num lado, calculando-se o valor de $f(d_w)$, como uma primeira tentativa.

Com a equação (5.2) obtém-se a seguinte função, uma vez que se sabe que o caudal é função da profundidade molhada (d_w),

$$f(d_w) = A_x * R_h^{2/3} - \frac{Q * n}{S_O^{1/2}}$$

Passo 2. Calcular a primeira derivada da função $f(d_w)$,

$$f'(d_w) = \frac{f(d_w + \Delta d_w) - f(d_w)}{\Delta d_w}$$

Com,

$$\Delta d_w = 0.05 \text{ m}$$

Passo 3. Calcular a nova aproximação para a profundidade molhada (d_w^{K+1}),

$$d_w^{K+1} = d^K - \frac{f(d_w)}{f'(d_w)}$$

Passo 4. Com a nova aproximação da profundidade molhada (d_w^{K+1}), calcula-se o caudal com a equação (5.11) e volta-se ao passo 1, indo novamente até ao passo 3. Este procedimento é efectuado até que a tolerância para a convergência seja atingida.

Tolerância para a convergência,

$$|d_w^{K+1} - d_w| < 0.001 \text{ m}$$

Variáveis,

Medidas/conhecidas:

n: Coeficiente de rugosidade de Manning

S₀: Declive longitudinal para jusante do leito

W_{BF}: Largura máxima do canal (extensão do topo de uma margem à outra) (m)

W:D Razão largura máxima do canal profundidade do canal

Z: Declive das margens do canal

Calculadas.

A_x: Área de secção transversal molhada (m²)

d_{BF}: Profundidade do canal (m)

d_w : Profundidade da coluna de água (m)
 \bar{d}_{BF} : Profundidade média do canal (m)
 \bar{d}_w : Profundidade média da coluna de água (m)
 P_w : Perímetro molhado (m)
 Q : Caudal volumétrico (m³/s)
 R_h : Raio hidráulico (m)
 U : Velocidade de escoamento média (m/s)
 W_B : Largura do fundo do canal (m)
 W_w : Extensão molhada do canal (m)

Secção do programa Heat_Source V_7.1_Pt, que efectua os cálculos referidos nesta secção (5.1)

Sub SubHydraulics(Flag_HS)

.
.

'Start Flow Routing Methods

If D_Control_Total(Node) <> 0 Or theSlope(Node) <= 0 Then

'Assign Control Depth when input ot condition when there isn't slope (pond, wetland, etc.)

theDepth(Node, 0) = D_Control_Total(Node)

AreaX(Node, 0) = theDepth(Node, 0) * theWidth_B(Node) + theZ(Node) * theDepth(Node, 0)

^ 2

Pw(Node) = theWidth_B(Node) + 2 * theDepth(Node, 0) * Sqr(1 + theZ(Node) ^ 2)

If Pw(Node) <= 0 Then Pw(Node) = 0.00001

Rh(Node) = AreaX(Node, 1) / Pw(Node)

theWidth(Node) = theWidth_B(Node) + 2 * theZ(Node) * theDepth(Node, 0)

theDepthAve(Node) = AreaX(Node, 0) / theWidth(Node)

Else

'There isn't a control depth

'Calculate the depth using Manning's Equation

'solved with Newton-Raphson root finding method

If Flag_BC = 1 Then

theDepth(Node, 0) = 1

Else

```

    theDepth(Node, 0) = theDepth(Node - 1, 0)
End If
Converge = 100000
If Flag_SkipNode(Node) = 0 Then 'Start - Main Dry Channel Check "If"
    dy = 0.01
    D_Est = theDepth(Node, 0): A_Est = AreaX(Node, 0)
    Count_Iterations = 0
    Do
        If D_Est = 0 Then D_Est = 10
        A_Est = D_Est * (theWidth_B(Node) + theZ(Node) * D_Est)
        Pw(Node) = theWidth_B(Node) + 2 * D_Est * Sqr(1 + theZ(Node) ^ 2)
        If Pw(Node) <= 0 Then Pw(Node) = 0.00001
        Rh(Node) = A_Est / Pw(Node)
        Fy = A_Est * (Rh(Node) ^ 0.6667) - (the_n(Node)) * Q_Est / Sqr(theSlope(Node))
        thed = D_Est + dy
        A_Est = thed * (theWidth_B(Node) + theZ(Node) * thed)
        Pw(Node) = theWidth_B(Node) + 2 * thed * Sqr(1 + theZ(Node) ^ 2)
        If Pw(Node) <= 0 Then Pw(Node) = 0.00001
        Rh(Node) = A_Est / Pw(Node)
        Fyy = A_Est * (Rh(Node) ^ 0.6667) - (the_n(Node)) * Q_Est / Sqr(theSlope(Node))
        dFy = (Fyy - Fy) / dy
        If dFy = 0 Then dFy = 0.99
        thed = D_Est - Fy / dFy
        D_Est = thed
        If D_Est < 0 Or D_Est > 1000000000000# Or Count_Iterations > 1000 Then
            'Newton-Raphson didn't converge on a solution
            'need to reseed initial guess and restart method
            D_Est = 10 * Rnd 'Randomly reseed initial value
            Converge = 10
            Count_Iterations = 0
        End If
        'Check convergence tolerance
        Converge = Abs(Fy / dFy)
        If Abs(Converge) < 0.001 Then Exit Do
        Count_Iterations = Count_Iterations + 1
    Loop
    'Newton-Raphson has determined wetted depth, width, XArea, velocity at current time

```

```

theDepth(Node, 0) = D_Est: AreaX(Node, 0) = A_Est
theWidth(Node) = theWidth_B(Node) + 2 * theZ(Node) * theDepth(Node, 0)
theDepthAve(Node) = AreaX(Node, 0) / theWidth(Node)
theVelocity(Node, 0) = (Q_Est) / AreaX(Node, 0)
Else
  Q_Est = 0: theDepth(Node, 1) = 0: AreaX(Node, 1) = 0: Pw(Node) = 0: Rh(Node) = 0
  theWidth(Node) = 0: theDepthAve(Node) = 0: theVelocity(Node, 0) = 0: Q(1, Node) = 0
End If 'End - Main Dry Channel Check "If"
End If

```

5.2 ESCOAMENTO DINÂMICO HIDRÁULICO

Os métodos de escoamento dinâmico da água são baseados nas soluções simultâneas das equações de St. Venant para a continuidade e a quantidade de movimento a uma dimensão. No presente modelo computacional (Heat_Source V_7.0) em Visual Basic (Matthew Boyd, 1996) são desenvolvidos dois métodos, pelos quais o utilizador do programa pode optar:

- Pelo método de Muskingum-Cunge;
- Pelo método explícito das diferenças finitas.

O método de Muskingum faz a suposição de um armazenamento, neste caso de água, pelo que vai efectuar o cálculo dos termos de armazenamento na equação da continuidade. Muskingum modificou este método retirando a forma das diferenças finitas da equação de onda cinemática, e introduziu a equação da conservação da quantidade de movimento. O método de Muskingum-Cunge é computacionalmente eficiente, numericamente estável e fisicamente baseado em aproximações numéricas, embora seja menos sensível à imprecisão de dados ou incertezas quando comparado com o método explícito de diferenças finitas.

O método explícito das diferenças finitas para efectuar a aproximação numérica das equações da continuidade e da conservação da quantidade de movimento impõe uma diferença centrada em três pontos. Devido aos limites de estabilidade este método é computacionalmente menos eficiente que o de Muskingum-Cunge. O método explícito de diferenças finitas é altamente sensível à imprecisão de dados, pelo que é importante que a qualidade dos dados introduzidos seja excelente.

5.2.1 EQUAÇÕES DE ST. VENANT

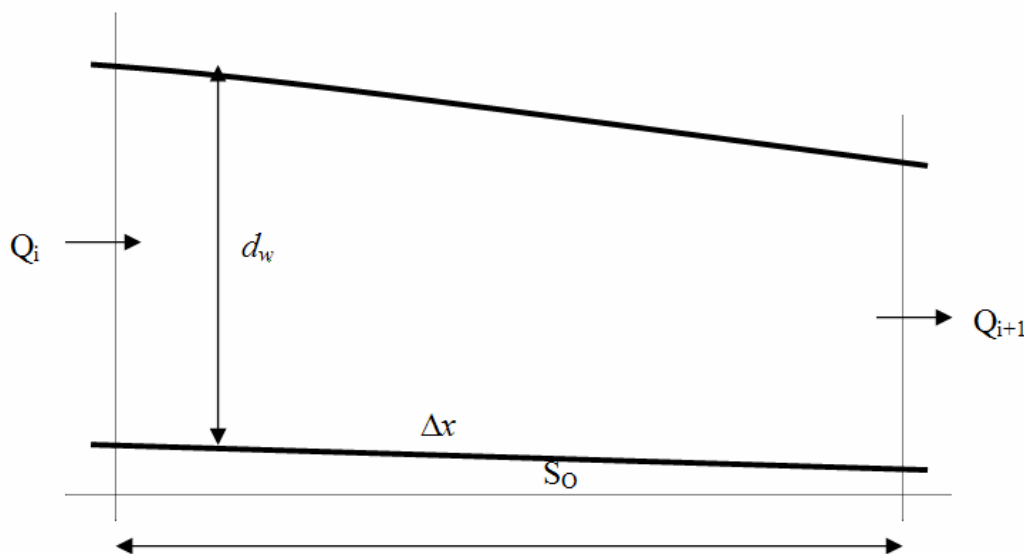


Figura 5.4- Segmento do canal

Derivação da equação da quantidade de movimento

Assumindo que não existem correntes laterais no respectivo segmento do canal,

$$Q_{i+1} - Q_i = \frac{\partial Q}{\partial x} \Delta x \quad (5.12)$$

Como existe a derivada parcial $\frac{\partial Q}{\partial x}$ uma vez que o caudal varia com a posição (x) e com o tempo (t), então o volume de água entre as secções $i+1$ e i é aumentado a uma taxa de, $\frac{\partial A_x}{\partial t} * \Delta x$, pelo que,

$$\frac{\partial Q}{\partial x} * \Delta x + \frac{\partial A_x}{\partial t} * \Delta x = 0 \quad (5.13)$$

Onde, $\frac{\partial Q}{\partial x} = \frac{\partial(A_x * U)}{\partial x} = A_x * \frac{\partial U}{\partial x} + U * \frac{\partial A_x}{\partial x}$

Com, $A_x = d_w * (W_B + Z * d_w)$

A equação (5.13) fica na forma,

$$\begin{aligned} A_x * \frac{\partial U}{\partial x} * \Delta x + U * \frac{\partial A_x}{\partial x} * \Delta x + \frac{\partial A_x}{\partial t} * \Delta x &= 0 \\ \Leftrightarrow d_w * (W_B + Z * d_w) * \frac{\partial U}{\partial x} + U * \frac{\partial(d_w * (W_B + Z * d_w))}{\partial x} + \frac{\partial(d_w * (W_B + Z * d_w))}{\partial t} &= 0 \end{aligned} \quad (5.14)$$

Considerando que $W_B + Z * d_w \cong W_B$, porque normalmente Z é um valor muito pequeno, uma vez que as margens do canal são quase na vertical, a equação (5.14) fica,

$$W_B * d_w * \frac{\partial U}{\partial x} + W_B * U * \frac{\partial d_w}{\partial x} + W_B * \frac{\partial d_w}{\partial t} = \quad (5.15)$$

Equação da continuidade,

$$d_w * \frac{\partial U}{\partial x} + U * \frac{\partial d_w}{\partial x} + \frac{\partial d_w}{\partial t} = 0 \quad (5.16)$$

Derivação da equação da quantidade de movimento

Aplicando a 2ª lei de Newton ao segmento do canal em estudo e considerando que U varia com espaço (x) e o tempo (t), tem-se,

Força = massa * aceleração

$$\begin{aligned} &= \rho A \Delta x \frac{dU}{dt} \\ &= \rho A \Delta x \left[U \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial U}{\partial t} \right] \end{aligned} \quad (5.17)$$

Considera-se que no caso mais simples as forças externas que provocam a aceleração, são três:

$\frac{\partial H}{\partial x}$, Variação na pressão estática

F, Resistência de fricção das paredes e leito do canal

Pg, Força da gravidade (peso)

S_o representa o declive do leito (é positivo quando ele é medido desde a jusante para montante), pelo que o somatório das três forças é dado por,

$$\frac{\partial H}{\partial x} * \Delta x * \cos(S_o) - F * \Delta x + \rho * g * A * \Delta x * \sin(S_o) \quad (5.18)$$

Para pequenos declives do leito $\cos(S_o) = 1$ e $\sin(S_o) = S_o$, por isso,

$$\frac{\partial H}{\partial x} * \Delta x - F * \Delta x + \rho * g * A * \Delta x * \sin(S_o) \quad (5.19)$$

Sendo,

$$\frac{\partial H}{\partial x} = -\rho * g * \frac{\partial d_w}{\partial x} \quad (5.20)$$

$$F = \rho * g * A * S_f \quad (5.21)$$

S_f é a perda de energia / unidade de comprimento do canal / altura unitária da coluna de água.

A equação destas forças externas que representam a variação da quantidade de movimento é,

$$\rho * A * \Delta x * \left(U \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial U}{\partial t} \right) = -\rho * g * A * \frac{\partial d_w}{\partial x} * \Delta x - \rho * g * A * S_f + \rho * g * A * \Delta x * S_o \quad (5.22)$$

Rearranjando, dá a equação dinâmica ou da quantidade de movimento,

$$g^* \frac{\partial d_w}{\partial x} + U^* \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial U}{\partial t} = g^* (S_o - S_f) \quad (5.23)$$

Em escoamentos não estacionários e não uniformes,

$$\frac{\partial d_w}{\partial t} \neq 0 \quad , \quad \frac{\partial U}{\partial t} \neq 0 \quad \text{e} \quad \frac{\partial d_w}{\partial x} \neq 0 \quad , \quad \frac{\partial U}{\partial x} \neq 0 \quad (5.24)$$

5.2.2 MÉTODO DE APROXIMAÇÃO DE MUSKINGUM-CUNGE

A imagem representativa do armazenamento do volume de água para qualquer tempo num segmento (Δx) do canal, é dada pelo armazenamento nos topos e no prisma do segmento 'i' do canal.

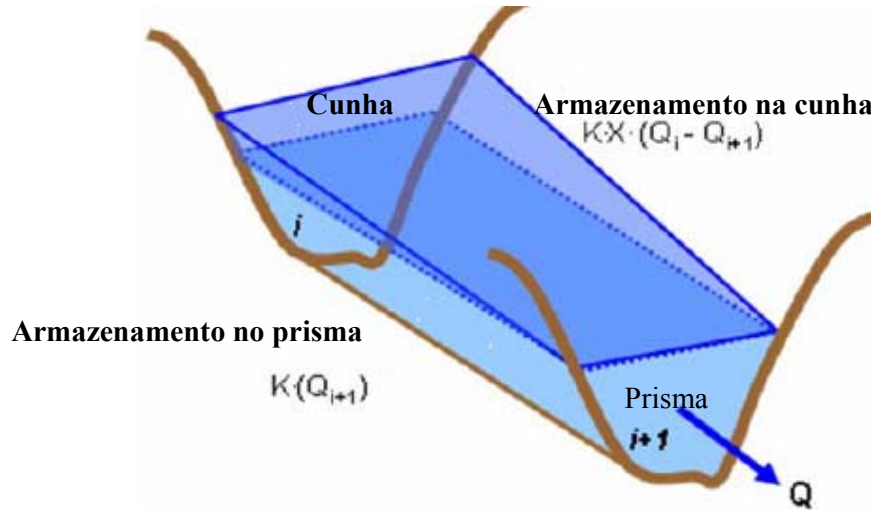


Figura 5.5 Armazenamento de água num volume de controlo (Muskingum-Cunge)

A forma da base da *cunha* no método de Muskingum pode ocorrer na direcção a montante ou a jusante, dependendo se os caudais aumentam ($Q_i > Q_{i+1}$) ou diminuem ($Q_i < Q_{i+1}$) ao longo de um trecho longitudinal do canal. A suposição deste método é que a área de secção transversal (A) definida pela equação de Manning é proporcional ao caudal. Tal suposição faz com que o volume de água armazenado (S) seja função do caudal de descarga, de uma razão de armazenamento/descarga (K) e de um factor peso (X) que controla a altura da cunha e em consequência o armazenamento que ocorre em resposta as

variações de caudal no respectivo segmento do canal. Cunge demonstrou que a expressão de Muskingum representa a equação de onda cinemática quando estão incluídos os efeitos de difusão.

Da derivação da expressão de Muskingum obtém-se uma solução por diferenças finitas usada para simular o escoamento dinâmico hidráulico. O procedimento da aproximação por diferenças finitas da expressão de Muskingum-Cunge é efectuado através de um esquema de três pontos:

Volume armazenado (S) (Bedient e Huber, 1992),

$$S = K * Q_{i+1} + K * X * (Q_i - Q_{i+1}) \quad (5.25)$$

Através da equação da continuidade,

$$\frac{dQ}{dt} = \frac{dS}{dt} = Q_i - Q_{i+1} \quad (5.26)$$

Variação no caudal no segmento do canal (Cunge, 1969),

$$\Delta Q = Q_i - Q_{i+1} = K * \frac{d}{dt} (X * Q_i + (1-X) * Q_{i+1}) \quad (5.27)$$

A equação 5.25 na forma de diferenças finitas é,

$$\begin{aligned} \frac{K}{dt} * (X * Q_i^{t+1} + (1-X) * Q_{i+1}^{t+1} - X * Q_i^t - (1-X) * Q_{i+1}^t) \\ = \frac{1}{2} * (Q_i^{t+1} - Q_{i+1}^{t+1} + Q_i^t - Q_{i+1}^t) \end{aligned} \quad (5.28)$$

Fazendo $K = \frac{dx}{c_k}$, em que $c_k = \frac{dQ}{dA_x}$, a equação (5.28) não é mais do que a forma de diferenças finitas da equação de onda cinemática em que também está incluída a difusão (Bedient e Huber, 1992).

Equação de a onda cinemática,

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + c_K * \frac{\partial Q}{\partial x} - D_x * \frac{\partial^2 Q}{\partial x^2} \quad (5.29)$$

Velocidade da onda,

$$c_K = \frac{dQ}{dA_x} = \frac{5}{3} * U = \frac{5}{3} * \left(\frac{R_h^{2/3} * S_o^{1/2}}{n} \right) \quad (5.30)$$

Coefficiente de difusão (Bedient e Huber, 1992),

$$D_x = \left(\frac{1}{2} - X \right) * c_K * dx \quad (5.31)$$

O factor peso⁴ ($0 \leq X \leq 0.5$) pode ser calculado através da equação (5.32) (Bedient e Huber, 1992),

$$X = \frac{1}{2} - \frac{D_x}{c_k * dx} = \frac{1}{2} - \frac{\frac{1}{2} * \frac{Q}{W_w * S_o}}{c_K * d_x} = \frac{1}{2} * \left(1 - \frac{\frac{Q}{W_w * S_o}}{c_K * dx} \right) \quad (5.32)$$

Aplicando o método Muskingum de diferenças finitas à equação de a onda cinemática,

$$Q_{i+1}^{t+1} = C_1 * Q_i^{t+1} + C_2 * Q_i^t + C_3 * Q_{i+1}^t \quad (5.33)$$

Sendo os coeficientes de Muskingum calculados através das seguintes expressões (Bedient e Huber, 1992):

⁴ O factor peso (X) será zero se não houver armazenamento de água (ex. reservatórios) e será maior que zero quando existe armazenamento. Para escoamento livre, X varia usualmente entre 0.1 e 0.3.

$$C_1 = \frac{dt - 2 * K * X}{D}$$

$$C_2 = \frac{dt + 2 * K * X}{D}$$

$$C_3 = \frac{2 * K * (1 - X) - dt}{D}$$

$$D = 2 * K * (1 - X) + dt$$

$$\sum C = C_1 + C_2 + C_3 = 0 \quad (5.34)$$

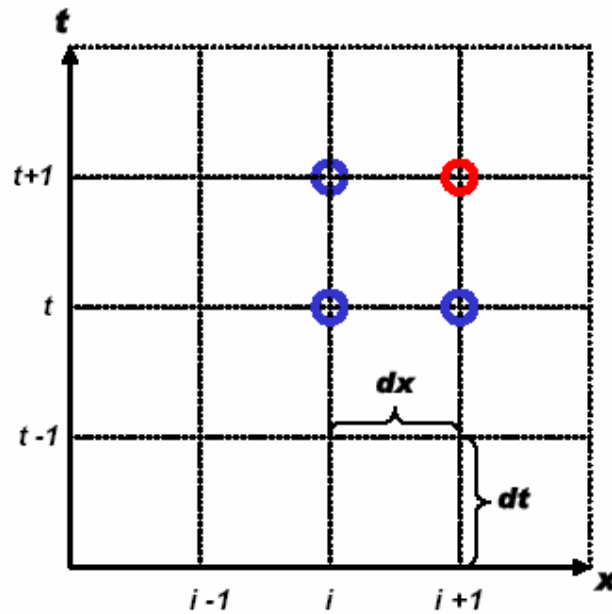


Figura 5.6- Aproximação por diferenças finitas da expressão de Muskingum-Cunge, efectuada através de um esquema de três pontos.

5.2.3 MÉTODO EXPLÍCITO DE DIFERENÇAS FINITAS

O método aqui utilizado consiste numa aproximação por diferenças centradas, daí o uso de três pontos ($i-1$, i , $i+1$). As equações usadas para a obtenção da solução aproximada são as da continuidade e da conservação da quantidade de movimento (St. Venant).

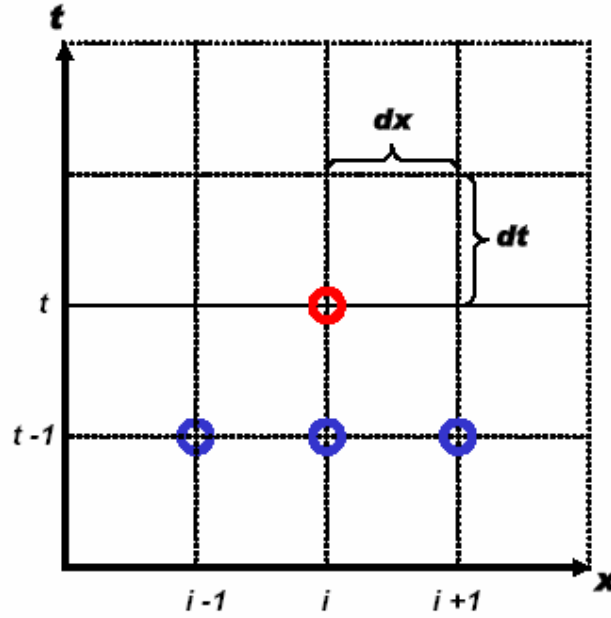


Figura 5.7- Esquema do método explícito de diferenças finitas

Aproximação das derivadas para diferenças finitas,

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial x} &= \frac{U_{i+1}^{t-1} - U_{i-1}^{t-1}}{2 * dx} & \frac{\partial U}{\partial t} &= \frac{U_i^{t-1} - U_i^t}{dt} \\ \frac{\partial d_w}{\partial x} &= \frac{d_{w_{i+1}}^{t-1} - d_{w_{i-1}}^{t-1}}{2 * dx} & \frac{\partial d_w}{\partial t} &= \frac{d_{w_i}^{t-1} - d_{w_i}^t}{dt} \end{aligned} \quad (5.35)$$

Substituindo as aproximações efectuadas em (5.35) na equação da continuidade, tem-se,

$$\frac{d_{w_i}^{t-1} - d_{w_i}^t}{dt} + d_{w_i}^{t-1} * \left(\frac{U_{i+1}^{t-1} - U_{i-1}^{t-1}}{2 * dx} \right) + U_i^{t-1} * \left(\frac{d_{w_{i+1}}^{t-1} - d_{w_{i-1}}^{t-1}}{2 * dx} \right) = 0 \quad (5.36)$$

Esta equação, depois de rearranjada em ordem a $d_{w_i}^t$ fornece,

$$d_{w_i}^t = d_{w_i}^{t-1} + \frac{dt}{2 * dx} \left[d_{w_i}^{t-1} * (U_{i-1}^{t-1} - U_{i+1}^{t-1}) + U_i^{t-1} * (d_{w_{i+1}}^{t-1} - d_{w_{i-1}}^{t-1}) \right] \quad (5.37)$$

Por sua vez, substituindo as aproximações efectuadas em (5.35) na equação da conservação da quantidade de movimento tem-se,

$$\frac{U_i^{t-1} - U_i^t}{dt} + U_i^{t-1} * \frac{U_{i+1}^{t-1} - U_{i-1}^{t-1}}{2 * dx} + g * \frac{d_{w_{i+1}}^{t-1} - d_{w_{i-1}}^{t-1}}{2 * dx} = g * (S_o - S_f) \quad (5.38)$$

Que depois de rearranjada em ordem a U_i^t obtém-se,

$$U_i^t = U_i^{t-1} + \frac{dt}{2 * dx} * [U_i^{t-1} * (U_{i+1}^{t-1} - U_{i-1}^{t-1}) + g * (d_{w_{i+1}}^{t-1} - d_{w_{i-1}}^{t-1})] - dt * g * (S_o - S_f) \quad (5.39)$$

Para o cálculo da perda de energia / unidade de comprimento do canal / altura unitária da coluna de água (S_f), efectua-se a seguinte aproximação, admitindo um canal com a forma trapezoidal:

$$U = \frac{U_{i+1}^{t-1} + U_{i-1}^{t-1}}{2} \quad (5.40)$$

S_f é então calculado através da seguinte equação:

$$S_f = \frac{U^2 * n^2}{R_h^{4/3}} = \frac{U^2 * n^2}{\left(\frac{A_x}{P_w}\right)^{4/3}} = \frac{\left(\frac{U_{i+1}^{t-1} + U_{i-1}^{t-1}}{2}\right)^2 * n^2}{\left(\frac{d_{w_i}^t * (W_B + Z * d_{w_i}^t)}{W_B + 2 * d_{w_i}^t * \sqrt{1 + Z^2}}\right)^{4/3}} \quad (5.41)$$

Neste método de cálculo explícito por diferenças finitas existem muitas operações repetitivas. O computador efectua o cálculo por diferenças finitas à frente, i.e., avançando no espaço (x) para calcular todos os pontos e depois avança no tempo, levando para o instante seguinte todos os valores em todos os pontos e em todos os níveis de tempo. Mas com isto deve ter-se muito cuidado para que a solução permaneça estável e precisa.

A estabilidade e a precisão são controladas pelos valores de Δt e Δx , pelo que se pode determinar o critério de estabilidade verificando o domínio de dependência do ponto a calcular para ver de onde é que a informação vem.

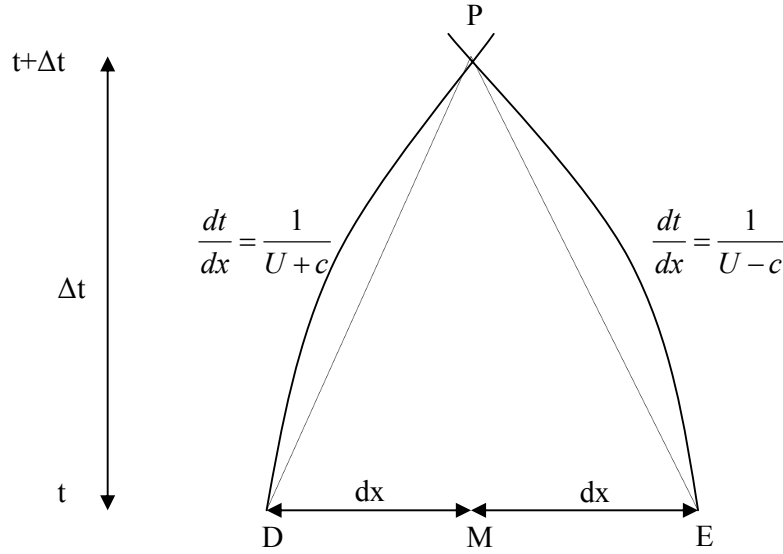


Figura 5.8- Características à volta do ponto P

Observando a figura 5.8, a qual mostra as características à volta do ponto P, verifica-se que a característica avançada através do ponto D tem declive $\frac{dt}{dx} = \frac{1}{U+c}$ e a característica negativa através do ponto E tem declive $\frac{dt}{dx} = \frac{1}{U-c}$. Para que se permaneça dentro do domínio de dependência, o critério seguinte (eq.5.42) para as características avançadas deve ser satisfeito. Este critério ou condição de estabilidade é referido como a condição de **Courant** ou **CFL** (Courant-Friedrichs-Lewy).

$$dt \leq \frac{dx}{U+c} \quad (5.42)$$

Sendo c , a velocidade de uma onda pequena num canal rectangular de profundidade d_w ,

$$c = \sqrt{g * d_w} \quad (5.43)$$

Estabilidade de Courant,

$$dt \leq \frac{dx}{U+c} \leq \frac{dx}{U+\sqrt{g * d_w}} \quad (5.44)$$

Na equação da conservação da quantidade de movimento tem-se que ter em atenção o factor de fricção S_f (para não obter valores negativos), pelo que também é necessário verificar o critério de estabilidade (eq.5.45) para S_f :

$$dt \leq \frac{R_h^{4/3}}{g * n^2 * U} \quad (5.46)$$

5.2.4 COMPARAÇÃO ENTRE OS MÉTODOS DE MUSKINGUM-CUNGE E O EXPLÍCITO DE DIFERENÇAS FINITAS

	Muskingum-Cunge	Método Explícito de Diferenças Finitas
Equações que regem o método	<ul style="list-style-type: none"> - Equação da continuidade - Equação de onda cinemática 	<ul style="list-style-type: none"> - Equação da continuidade - Equação da conservação da quantidade de movimento
Dados necessários para o cálculo da profundidade (d_w)	<ul style="list-style-type: none"> - Moderados 	<ul style="list-style-type: none"> - Têm que ter uma boa precisão
Eficiência Computacional	<ul style="list-style-type: none"> - Eficiente 	<ul style="list-style-type: none"> - Eficiência baixa a moderada
Requisitos de estabilidade	<ul style="list-style-type: none"> - Muito estável 	<ul style="list-style-type: none"> - Estabilidade moderada - Condição de estabilidade de Courant - Condição de estabilidade do coeficiente de fricção - Instável com caudais variáveis
Limitações da variação de caudal	<ul style="list-style-type: none"> - Não tem 	<ul style="list-style-type: none"> - Muito limitado - Caudais, velocidade e

		profundidades devem variar gradualmente
Suposições	<ul style="list-style-type: none"> - Armazenamento na cunha é cuidadosamente representado - O tempo de retenção de um volume de água é cuidadosamente representado - Os cálculos com equação de Manning são apropriados para qualquer tempo (t) e distancia (x) 	<ul style="list-style-type: none"> - A aceleração vertical é desprezável quando comparada com a aceleração total - O coeficiente de fricção é cuidadosamente representado - Os cálculos com equação de Manning são apropriados para qualquer tempo (t) e distancia (x) - Caudais retirados (pontos de rega) ou introduzidos não vão afectar a variação de caudal existente no canal
Aplicações comuns	<ul style="list-style-type: none"> -Modelação de descargas de água em meio hídrico - Modelação de redes de correntes 	<ul style="list-style-type: none"> - Modelação do alcance de rios - Ondas que provocam transbordo - Caudais que acompanham a corrente - Ondas geradas por pequenas estruturas de controlo (açudes)

Variáveis,

Medidas/Conhecidas:

- dx: Passo da distância longitudinal do modelo (m)
- dt: Passo do tempo do modelo (s)
- g: Aceleração da gravidade (9.8 m/s^2)
- n Coeficiente de rugosidade de Manning
- S_0 : Declive do leito (0 a 1)
- t: Tempo (s)
- x: Distancia longitudinal (m)
- Z: Razão do declive das margens do canal

Calculadas:

- A_x : Área de secção transversal molhada (m^2)
 - c_k : Velocidade da onda (m/s)
 - $C_1 \dots C_3$: Coeficientes de Muskingum
 - D_x : Coeficiente de difusão (m^2/s)
 - d_w : Profundidade da coluna de água (m)
 - K: Parâmetro tempo de viagem da água dentro do segmento 'i' (s)
 - P_w : Perímetro molhado (m)
 - R_h : Raio hidraulico (m)
 - Q: Caudal volumétrico (m^3/s)
 - S: Volume de água armazenado dentro do segmento 'i' (m^3)
 - S_f : Declive de fricção (0 a 1)
 - U: Velocidade média de escoamento (m/s)
 - X: Factor peso
 - W_B : Extensão transversal do leito (m)
 - W_w : Extensão transversal molhada (m)
-

Secção do programa Heat_Source V_7.1_Pt que efectua os cálculos com o método de Muskingum-Cunge e o método explícito de diferenças finitas

Sub SubHydraulics(Flag_HS)

```

.
.
.

ElseIf Flag_Muskingum = 1 Then 'Run Muskingum-Cunge
    If Sheet2.Range("IV2").Value = 1 Then 'Calc Muskingum X
        A = Q(0, Node) / (2 * theWidth(Node) * theSlope(Node))
        B = (5 / 3) * theVelocity(Node, 0) * dx
        theX_Weight(Node) = 0.5 * (1 - A / B)
        If theX_Weight(Node) > 0.5 Then theX_Weight(Node) = 0.5
        If theX_Weight(Node) < 0 Then theX_Weight(Node) = 0
    End If
    K = dx / (5 * theVelocity(Node, 0) / 3) 'Wave celerity
    V_Stored = (K * Q_Out_0) + K * theX_Weight(Node) * (Q_In_0 - Q_Out_0)
    V_Reach = V_Stored + V_In(1)
    If V_Reach < 0 Then 'Unstable - Decrease dt or increase dx
        Dummy3 = 2 * K * (1 - theX_Weight(Node))
        If dt > Dummy3 Then
            Msg = "Hydraulics are unstable. For this finite element, the time step should
be less than " & CInt(Dummy3 / 60) & " minutes." ' Define message.
        Else
            Dummy3 = 2 * K * (1 - theX_Weight(Node))
            Msg = "Hydraulics are unstable. For this finite element, the time step should
be greater than " & CInt(Dummy3 / 60) & " minutes." ' Define message.
        End If
        Style = vbOKOnly + vbCritical ' Define buttons.
        Title = "Heat Source - Finite Difference Grid Is Unstable" ' Define title
        response = MsgBox(Msg, Style, Title, Help, Ctxt)
    End
End If

'=====

```

```

'Calc wedge flow in cell Q(1,1)
If Flag_BC <> 1 Then
    '=====
    'Calc Musk. Coeffs
    D = 2 * K * (1 - theX_Weight(Node)) + dt
    C1 = (dt - 2 * K * theX_Weight(Node)) / D
    C2 = (dt + 2 * K * theX_Weight(Node)) / D
    C3 = (2 * K * (1 - theX_Weight(Node)) - dt) / D
    C4 = C1 + C2 + C3
    V_Out(1) = C1 * V_In(1) + C2 * V_In(0) + C3 * V_Out(0)
    If V_Out(1) < 0 Then V_Out(1) = 0
    '=====

    'Calc Flow
    Q(1, Node) = V_Out(1) / dt
    If Q_Control_Total(Node) <> 0 Then
        Q(1, Node) = Q_Control_Total(Node)
        V_Out(1) = Q(1, Node) * dt
    End If
End If

'Update Channel Geometry and Mannings Expression
'using Newton-Raphson root finding method
If D_Control_Total(Node) <> 0 Or theSlope(Node) <= 0 Then 'Control Depth Only
or No Slope
    theDepth(Node, 1) = D_Control_Total(Node)
    AreaX(Node, 1) = theDepth(Node, 1) * (theWidth_B(Node) + theZ(Node) *
theDepth(Node, 1))
    Pw(Node) = theWidth_B(Node) + 2 * theDepth(Node, 1) * Sqr(1 + theZ(Node) ^
2)

    If Pw(Node) <= 0 Then Pw(Node) = 0.00001
    Rh(Node) = AreaX(Node, 1) / Pw(Node)
Else 'No Control Depth or Slope is > 0
    If Flag_BC = 1 Then
        theDepth(Node, 1) = 1
        Q(1, Node) = Q(0, Node)

```

```

Else
    theDepth(Node, 1) = theDepth(Node - 1, 1)
End If
Converge = 100000
Q_Est = Q(1, Node)
If Q_Est < 0.0071 Then 'Channel is going dry
    Flag_SkipNode(Node) = 1
    If Flag_HS = 1 Then T_Last = T(0, Node)
    If Flag_DryChannel = 0 Then
        If Sheet2.Range("IV22").Value = 1 Then
            Style = vbYesNo + vbCritical          ' Define buttons.
            Title = "Heat Source - Channel Is Going Dry" ' Define title
            Msg = "The channel is going dry at " & Round(theDistance, 2) & " river
KM. The model will either skip these 'dry stream segments' or you can stop this model run
and change input data. Do you want to continue this model run?"
            response = MsgBox(Msg, Style, Title, Help, Ctxt)
            If response = vbYes Then ' Continue Model run
                Flag_DryChannel = 1
            Else 'Stop Model Run and Change Input Data
                End
            End If
        Else
            Flag_DryChannel = 1
        End If
    End If
Else
    Flag_DryChannel = 1
End If
Else 'Channel has sufficient flow
    Flag_SkipNode(Node) = 0
End If
If Flag_SkipNode(Node) = 0 Then
    dy = 0.01
    D_Est = theDepth(Node, 1): A_Est = AreaX(Node, 1)
    Count_Iterations = 0
    Do
        If D_Est = 0 Then D_Est = 10

```

```

A_Est = D_Est * (theWidth_B(Node) + theZ(Node) * D_Est)
Pw(Node) = theWidth_B(Node) + 2 * D_Est * Sqr(1 + theZ(Node) ^ 2)
If Pw(Node) <= 0 Then Pw(Node) = 0.00001
Rh(Node) = A_Est / Pw(Node)
Fy = A_Est * (Rh(Node) ^ 0.6667) - (the_n(Node)) * Q_Est /
Sqr(theSlope(Node))
thed = D_Est + dy
A_Est = thed * (theWidth_B(Node) + theZ(Node) * thed)
Pw(Node) = theWidth_B(Node) + 2 * thed * Sqr(1 + theZ(Node) ^ 2)
If Pw(Node) <= 0 Then Pw(Node) = 0.00001
Rh(Node) = A_Est / Pw(Node)
Fyy = A_Est * (Rh(Node) ^ 0.6667) - (the_n(Node)) * Q_Est /
Sqr(theSlope(Node))
dFy = (Fyy - Fy) / dy
If dFy = 0 Then dFy = 0.99
thed = D_Est - Fy / dFy
D_Est = thed
If D_Est < 0 Or D_Est > 1000000000000# Or Count_Iterations > 1000
Then
    'Newton-Raphson didn't converge on a solution
    'need to reseed initial guess and restart method
    D_Est = 10 * Rnd 'Randomly reseed initial value and step
    Converge = 10
    Count_Iterations = 0
End If
Converge = Abs(Fy / dFy)
If Abs(Converge) < 0.001 Then Exit Do
Count_Iterations = Count_Iterations + 1
Loop
'Newton-Raphson has determined wetted depth, width, XArea, velocity at
current time
theDepth(Node, 1) = D_Est: AreaX(Node, 1) = A_Est
theWidth(Node) = theWidth_B(Node) + 2 * theZ(Node) * theDepth(Node, 1)
theDepthAve(Node) = AreaX(Node, 1) / theWidth(Node)

```



```

    theVelocity(Node, 1) = Q(1, Node) / AreaX(Node, 1)
Else
    Q_Est = 0: theDepth(Node, 1) = 0: AreaX(Node, 1) = 0: Pw(Node) = 0
    Rh(Node) = 0: theWidth(Node) = 0: theDepthAve(Node) = 0:
theVelocity(Node, 0) = 0: Q(1, Node) = 0
    End If
End If
ElseIf Flag_Muskingum = 0 Then 'Explicit Hydraulic Method
    dR = theDepth(Node + 1, 0): dL = theDepth(Node - 1, 0): dM = theDepth(Node, 0)
    Wm = theWidth(Node): WR = theWidth(Node + 1): WL = theWidth(Node - 1)
    vR = theVelocity(Node + 1, 0): vL = theVelocity(Node - 1, 0): vM =
theVelocity(Node, 0)
    So = theSlope(Node)
    dM = dM + (dt / (2 * dx)) * (dM * (vL - vR) + vM * (dL - dR))
    'Solve for friction slope using (3-28) from documentation
    AreaX(Node, 1) = dM * (theWidth_B(Node) + theZ(Node) * dM)
    Pw(Node) = theWidth_B(Node) + 2 * dM * Sqr(1 + theZ(Node) ^ 2)
    Rh(Node) = AreaX(Node, 1) / Pw(Node)
    Sf = (((vR + vL) ^ 2) / 2) * the_n(Node) ^ 2 / Rh(Node) ^ (4 / 3)
    'Solve for velocity using (3-27) from documentation
    A = vM + (dt / (2 * dx)) * vM * (vR - vL)
    B = ((dt * 9.8 / (2 * dx)) * (dR - dL)) - (dt * 9.8 * (So - Sf))
    theVelocity(Node, 1) = A + B
    'Calculate flow as a function of velocity and depth
    Converge = 100000
    Q_Est = Mix + Q_In_1
    If Q_Est < 0.0071 Then 'Channel is going dry
        Flag_SkipNode(Node) = 1
        If Flag_HS = 1 Then T_Last = T(0, Node)
        If Flag_DryChannel = 0 Then
            If Sheet2.Range("IV22").Value = 1 Then
                Style = vbYesNo + vbCritical          ' Define buttons.
                Title = "Heat Source - Channel Is Going Dry" ' Define title
            End If
        End If
    End If
End If

```

Msg = "The channel is going dry at " & Round(theDistance, 2) & " river
KM. The model will either skip these 'dry stream segments' or you can stop this model run
and change input data. Do you want to continue this model run?"

response = MsgBox(Msg, Style, Title, Help, Ctxt)

If response = vbYes Then ' Continue Model run

Flag_DryChannel = 1

Else 'Stop Model Run and Change Input Data

End

End If

Else

Flag_DryChannel = 1

End If

End If

Else 'Channel has sufficient flow

Flag_SkipNode(Node) = 0

End If

If Flag_SkipNode(Node) = 0 Then

dy = 0.01

D_Est = theDepth(Node, 1): A_Est = AreaX(Node, 1)

Count_Iterations = 0

Do

If D_Est = 0 Then D_Est = 10

A_Est = D_Est * (theWidth_B(Node) + theZ(Node) * D_Est)

Pw(Node) = theWidth_B(Node) + 2 * D_Est * Sqr(1 + theZ(Node) ^ 2)

If Pw(Node) <= 0 Then Pw(Node) = 0.00001

Rh(Node) = A_Est / Pw(Node)

Fy = A_Est * (Rh(Node) ^ 0.6667) - (the_n(Node)) * Q_Est /

Sqr(theSlope(Node))

thed = D_Est + dy

A_Est = thed * (theWidth_B(Node) + theZ(Node) * thed)

Pw(Node) = theWidth_B(Node) + 2 * thed * Sqr(1 + theZ(Node) ^ 2)

If Pw(Node) <= 0 Then Pw(Node) = 0.00001

Rh(Node) = A_Est / Pw(Node)

```

Fyy = A_Est * (Rh(Node) ^ 0.6667) - (the_n(Node)) * Q_Est /
Sqr(theSlope(Node))
dFy = (Fyy - Fy) / dy
If dFy = 0 Then dFy = 0.99
thed = D_Est - Fy / dFy
D_Est = thed
If D_Est < 0 Or D_Est > 1000000000000# Or Count_Iterations > 1000 Then
    D_Est = 10 * Rnd 'Randomly reseed initial value and step
    Converge = 10
    Count_Iterations = 0
End If
dy = 0.01
Converge = Abs(Fy / dFy)
If Abs(Converge) < 0.001 Then Exit Do
Count_Iterations = Count_Iterations + 1
Loop
theDepth(Node, 1) = D_Est: AreaX(Node, 1) = A_Est
theWidth(Node) = theWidth_B(Node) + 2 * theZ(Node) * theDepth(Node, 1)
theDepthAve(Node) = AreaX(Node, 1) / theWidth(Node)
Q(1, Node) = theVelocity(Node, 1) * AreaX(Node, 1)
Else
    Q_Est = 0: theDepth(Node, 1) = 0: AreaX(Node, 1) = 0: Pw(Node) = 0:
Rh(Node) = 0
    theWidth(Node) = 0: theDepthAve(Node) = 0: theVelocity(Node, 0) = 0: Q(1,
Node) = 0
End If
End If 'End - Muskingum or Explicit Methods 'If'
End If

```

5.3 PROCESSOS EXTERNOS DE TRANSFERÊNCIA DE MASSA

Existem diversos processos externos ao meio hídrico que provocam a alteração da temperatura e da energia no mesmo, os quais. podem ser:

- Caudais introduzidos à superfície (nascentes, descargas afluentes, rios afluentes, água que é retirada e que depois retorna);
- Caudais introduzidos no leito (caudais subsuperficiais);
- Perdas por evaporação.

5.3.1 VARIAÇÃO DA TEMPERATURA RESULTANTE DA MISTURA

O meio hídrico ao receber água proveniente de fontes superficiais ou do leito sofre uma variação da temperatura e de energia em função dos caudais volumétricos associados com a temperatura da água. Os processos que provocam essa variação de temperatura ocorrem em localizações específicas e podem ter efeitos pronunciados de arrefecimento ou aquecimento, sendo que o efeito térmico devido à mistura nestes locais é mais pronunciado do que a variação da temperatura resultante dos processos de transferência de calor. A temperatura resultante da mistura de dois caudais volumétricos é então calculada por,

$$T_{w_i} = \frac{T_{w_i} * Q_i + T_{in} * Q_{in}}{Q_i + Q_{in}} \quad (5.47)$$

5.3.2 CAUDAIS SUPERFICIAIS AFLUENTES (NASCENTES, RIOS, RIBEIROS E CAUDAIS DE RETORNO)

Os caudais superficiais afluentes ao meio hídrico estão associados com a distância longitudinal no modelo, pelo que serão alcançados quando a distância longitudinal (x) for a mesma que a sua localização. Só que o número total de afluentes que o modelo (Heat_Source) alcança é função do passo (dx) e da distância longitudinal simulada até a esse local. Como o passo dx corresponde à distância que vai de um nó (i) ao nó (i+1), a metodologia usada neste modelo é que todos os afluentes contidos neste passo dx correspondem a apenas um, que é a soma de todos eles.

Somatório de caudais dos afluentes,

$$Q_{Trib_i}^t = \sum_{i=1}^i Q_{TRIB}^t \quad (5.48)$$

Média pesada da temperatura dos caudais dos afluentes,

$$T_{Trib_i}^t = \frac{\sum_{i=1}^i (T_{Trib}^t * Q_{trib}^t)}{\sum_{i=1}^i Q_{Trib}^t} \quad (5.49)$$

Temperatura resultante depois da mistura completa dos caudais afluentes com a superfície do meio hídrico,

$$T_{W_i}^t = \frac{(T_{W_i}^t * Q_i^t) + (T_{Trib_i}^t * Q_{Trib_i}^t)}{Q_i^t + Q_{trib_i}^t} \quad (5.50)$$

5.3.3 CAUDAIS INTRODUZIDOS NO LEITO

O estudo para esta secção é similar ao da secção anterior, pelo que a metodologia é a seguinte:

Somatório de caudais das águas subterrâneas,

$$Q_{GW_i}^t = \sum_{i=1}^i Q_{GW}^t \quad (5.51)$$

Média pesada da temperatura dos caudais das águas subterrâneas,

$$T_{GW_i}^t = \frac{\sum_{i=1}^i (T_{GW}^t * Q_{GW}^t)}{\sum_{i=1}^i Q_{GW}^t} \quad (5.52)$$

Temperatura resultante depois de haver a mistura completa dos caudais das águas subterrâneas com a coluna de água do meio hídrico,

$$T_{W_i}^t = \frac{(T_{W_i}^t * Q_i^t) + (T_{GW_i}^t * Q_{GW_i}^t)}{Q_i^t + Q_{GW_i}^t} \quad (5.53)$$

Variáveis,

Medidas/Conhecidas:

dx: Passo longitudinal da distância (m)

Calculadas:

Q: Caudal volumétrico (m³/s)

Q_{IN}: Caudal volumétrico afluyente (m³/s)

T_{IN}: Temperatura da água do afluyente (°C)

T_W: Temperatura da coluna de água (°C)

Q_{TRIB}: Somatório dos caudais instantâneos dos afluentes superficiais (m³/s)

T_{TRIB}: Temperatura média pesada dos caudais instantâneos dos afluentes superficiais (°C)

Q_{GW}: Somatório dos caudais instantâneos das águas subterrâneas afluyente à coluna de água (m³/s)

T_{GW}: Temperatura média pesada dos caudais instantâneos dos afluentes sub superficiais (°C)

Secção do programa Heat_Source V_7.1_P, que efectua o cálculo da temperatura resultante da mistura,

Sub SubMixItUp()

'=====

'Temperatures from mass transfer processes

'=====

If Q(1, Node) > 0 Then

 Q_Est = Q(1, Node)

 T_Est = T(1, Node)

Else

 Q_Est = 0

End If

If Q_Est > 0 Then

 'Calculate temperature change from mass transfer from hyporheic zone

$$T_Est = ((Temp_Sed(Node) * Hyporheic_Exchange(Node)) + (T_Est * Q_Est)) / (Hyporheic_Exchange(Node) + Q_Est)$$

 'Calculate temperature change from accretion inflows

$$T_Est = ((Q_Accretion_Total(Node) * T_Accretion_Total(Node)) + (T_Est * Q_Est)) / (Q_Est + Q_Accretion_Total(Node))$$

 If Q_In(Node, theHour) > 0 Then

 'Calculate temperature change from mass transfer from point inflows

$$T_Est = ((Q_In(Node, theHour) * T_In(Node, theHour)) + (T_Est * Q_Est)) / (Q_Est + Q_In(Node, theHour))$$

 End If

 T(1, Node) = T_Est

End If

End Sub

5.3.4 PERDA DE ÁGUA POR EVAPORAÇÃO

A perda de água devido à transferência de massa (passagem da fase líquida à fase gasosa) que está associada à evaporação da água existente no meio hídrico é incluída neste modelo como um termo negativo. O fluxo de perda de água que acompanha a mudança de fase e a transferência de massa da coluna de água para a massa de ar é função do fluxo de evaporação e da área superficial da água.

$$Q_{Evap} = \bar{E} * W_w * dx \quad (5.54)$$

5.4 LEI DA CONTINUIDADE PARA UM VOLUME DE ÁGUA QUE SE ESCOA NO MEIO HÍDRICO

Através da transferência de massa para/e a coluna de água associada ao escoamento dinâmico hidráulico, é possível efectuar o cálculo do volume de água para qualquer instante (t) e local (nó i). Os caudais afluentes ($\sum Q_{IN}$) são o somatório dos caudais tributários superficiais e dos caudais das águas subterrâneas que chegam à coluna de água.

Somatório dos caudais afluentes instantâneos:

$$Q_{IN}^t = \sum Q_{TRIB_i}^t + \sum Q_{GW}^t \quad (5.55)$$

Os caudais efluentes ou as perdas de água do meio hídrico ($\sum Q_{OUT}$) é o somatório dos caudais retirados e das perdas por evaporação.

Somatório das perdas de água instantâneas,

$$Q_{OUT}^i = \sum Q_{WITH_i}^t + Q_{EVAP_i}^t \quad (5.56)$$

O volume pode ser então calculado por:

Volume instantâneo quando o caudal(Q_{i-1}^t) é conhecido,

$$V_{w_{i-1}}^t = (Q_{i-1}^t + Q_{IN_{i-1}}^t - Q_{OUT_{i-1}}^t) * dt \quad (5.57)$$

Volume instantâneo quando o caudal (Q_i^t) é conhecido,

$$V_{w_i}^t = (Q_i^t + Q_{IN_i}^t - Q_{OUT_i}^t) * dt \quad (5.58)$$

Secção do programa Heat_Source V_7.1_P, que efectua o cálculo da perda de água por evaporação assim como o caudal estimado para cada nó.

Sub SubHydraulics(Flag_HS).

'Calculate flow volumes in reaches for both times

If Flag_EvapLoss = 1 Then EvapVol = Evap_Rate * theWidth(Node) * dx

Mix = Q_In(Node, theHour) + Q_Accretion_Total(Node) - Q_Out_Total(Node) -

EvapVol

V_In(0) = (Mix + Q_In_0) * dt: If V_In(0) < 0 Then V_In(0) = 0

V_In(1) = (Mix + Q_In_1) * dt: If V_In(1) < 0 Then V_In(1) = 0

V_Out(0) = Q_Out_0 * dt: If V_Out(0) < 0 Then V_Out(0) = 0

Q_Est = Mix + Q_In_1

5.5 ESTRATIFICAÇÃO

Martin e McCutcheon (1999) apresentaram o número de Froude densimétrico como uma medida de tendência do respectivo volume de água estratificar. Norton et al. (1968) também o usaram para prever a potencial estratificação de reservatórios.

Número de Froude densimétrico:

$$F_d = \sqrt{\frac{1}{g * e}} * \frac{Q * dx}{V * \bar{d}_w} = \sqrt{\frac{1}{g * e}} * \frac{Q}{A_x * \bar{d}_w} \quad (5.59)$$

Variáveis,

Medidas/Conhecidas:

dx: Passo longitudinal da distância (m)

g: Aceleração da gravidade (9.8 m/s²)

e: Gradiente densimétrico (10⁻⁶ m⁻¹)

Calculadas:

A_x: Área de secção transversal da superfície molhada (m²)

\bar{d}_w : Profundidade média da coluna de água (m)

F_d: Número de Froude densimétrico (0 a 1)

F_d > 1.25 Baixa tendência a estratificar

0.75 ≤ F_d ≤ 1.25 Tendência a estratificar moderada

F_d < 0.75 Alta tendência a estratificar

Q: Caudal (m³/s)

V: Volume da coluna de água (m³)

Secção do programa Heat_Source V_7.1_P, que efectua o cálculo do número de Froude densimétrico,

Sub SubHydraulics(flag_HS)

·
·
·

'=====

'Calculate tendency to stratify

Froude_Densimetric = Sqr(1 / (9.8 * 0.000001)) * dx * Q(1, Node) / (theDepth(Node, 1) * AreaX(Node, 1) * dx)

'=====

6 OPERAÇÃO DO MODELO (HEAT_SOURCE V_7.1_PT) DE SIMULAÇÃO

Os métodos analíticos apresentados nos capítulos antecedentes estão descritos no presente modelo computacional em Visual Basic (Matthew Boyd, 1996). É usada a folha de cálculo em Excel para armazenar e configurar os *inputs* do modelo assim como para armazenar os outputs do modelo. A programação em Visual Basic é utilizada em todas as funções do modelo (model setup, executáveis e formatação de dados), podendo ser seleccionado através do tab ‘*Main Menu*’ existente em todas as folhas de cálculo do modelo.

6.1 PROCEDIMENTO GERAL DE INTRODUÇÃO DE DADOS

Os procedimentos gerais da introdução de dados obedecem aos seguintes passos:

- Passo 1.** Complete os campos referentes às caixas de texto que se encontram no tab ‘General Model Input’ que é projectado através do ‘Menu Principal’.
- Passo 2.** Introduza os dados espaciais nas folhas de cálculo projectadas pelo ‘Data Sheets’ proveniente do tab ‘Model setup’ que é projectado através do ‘Menu Principal’.
- Passo 3.** Introduza os dados temporais nas folhas de cálculo projectadas pelo ‘Continuous Data’ proveniente do ‘Model setup’ que é projectado através do ‘Menu Principal’.
- Passo 4.** Introduza os dados referentes ao escoamento de água nas folhas de cálculo projectadas pelo ‘Mass Transfer Data’ proveniente do ‘Model Setup’ que é projectado através do ‘Menu Principal’.

Passo 5. Introduza a classificação dos atributos físicos referentes à cobertura do Solo.

- 5.1- Introduza os códigos que estão associados com a informação dos atributos físicos existente na Worksheet 'Códigos- cobertura terreno'.
- 5.2- Execute 'Vegematic' para obter os valores da altura e densidade que são retirados da informação existente na 'Códigos- cobertura terreno'.

Passo 6. Introduza os dados referentes à morfologia do canal ou rio:

- 6.1- Introduza directamente a razão W:D ou então introduza W:D baseado na informação de Rosgen Level através do tab 'Associate W:D'.
- 6.2- Calcule a morfologia das margens através do 'Bankfull Morph'.

Passo 7. Seleccione o modelo da velocidade de evaporação e as constantes 'a' e 'b' através do tab 'Evaporation'.

Passo 8. Seleccione o método de cálculo de escoamento dinâmico hidráulico através do tab 'Flow Routing'.

6.1.1 INPUT GERAL DO MODELO (GENERAL MODEL INPUT)

O passo 1 na execução do programa é a introdução da informação geral para efectuar a simulação.

Para ter acesso efectue um duplo clique no 'MAIN MENU', seguindo-se o tab 'General Model Input'

Name:	Nome da simulação;
Starting Date:	Data de início da simulação;
Stream length (km):	Distância longitudinal para o qual é efectuada a simulação;
Dt (minutes):	Passo Δt ;

Dx (meters): Passo da distância longitudinal Δx para o cálculo do escoamento hidráulico dinâmico.

Longitudinal Sample Dist. (m): Passo da distancia longitudinal para o cálculo da morfologia (W:D) do canal ou rio;

Land Cover Sample Dist (m): Passo para o cálculo das quatro zonas de cobertura do solo;

Flush Initial Condition (days): Número de dias correspondentes à alteração da condição inicial no que respeita ao caudal ou como consequência à alteração do nível de água no canal ou rio

No tab '*Time Inputs*' existem duas caixas de dados que contêm informação para a simulação, por dias e para a zona horária terrestre. Estas informações devem ser seleccionadas efectuando um duplo clique o qual deve ser feito após todos os outros inputs terem sido efectuados: *Simulation Period (days)*: Número de dias em que é efectuada a simulação (é possível efectuar até ao máximo de 21 dias de simulação)

Time Zone: Introdução da zona do globo Terrestre para a normalização da hora pelo Meridiano de Greenwich.

Main Menu

General Model Input

Name: teste1

Starting Date: 27-10-2005

Stream Length (km): 10

dT (minutes): 5

dX (meters): 200

Longitudinal Sample Dist (m): 50

Land Cover Sample Dist (m): 15

Flush Initial Condition (days): 1

Time Inputs

Simulation Period (Days): 1, 2, 3, 4

Time Zone: Portugal, Pacific, Mountain, Central

Double Click

Hide Main Menu

Appropriate model use and application are the sole responsibility of the user.

Figura 6.1- Input Geral do Modelo

6.1.2 MODEL SETUP – DATA SHEETS

O próximo passo de introdução de dados (Model Setup → tab Data Sheets) é a sua colocação para os respectivos nós e distância longitudinal, os quais são pedidos nas folhas de cálculo do Excel, ‘Dados Topográficos’ e ‘Dados Morfológicos’. Os nós, a distância longitudinal (distância calculada desde a condição fronteira a montante) e o comprimento do rio ou canal que falta percorrer (distância calculada desde a condição fronteira a jusante), são calculados através da informação já colocada no ‘General Model Input’.

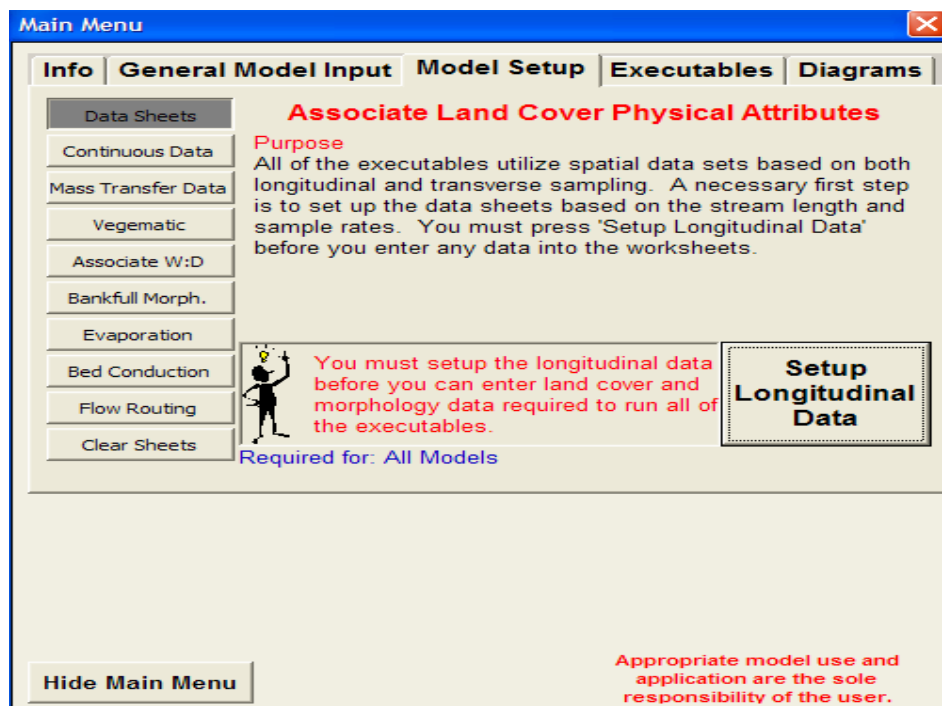
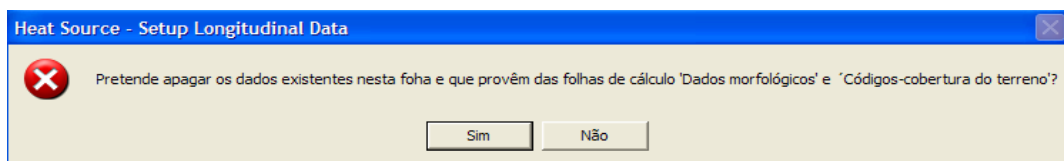


Figura 6.2- Setup Longitudinal Data

Locational Information (optional)	Heat Source Node	Long. Distance (km)	Stream km	Longitude (deg)	Latitude (deg)	Stream Elevation (m)	Bankfull Width (m)	Aspect (deg)	Topo Shade (deg)	Emergent Vegetation	Zone 1	Zone 2	Zone 3	Zone 4	Zone 5
0	0.000	10.000	-40.00	40.00	310	6	225	0	90	0	301	304	304	304	400
1	0.050	9.950	-40.00	40.00	310	6	225	0	90	0	301	304	304	304	400
2	0.100	9.900	-40.00	40.00	310	6	225	0	90	0	301	304	304	304	400
3	0.150	9.850	-40.00	40.00	310	6	225	0	90	0	301	304	304	304	400
4	0.200	9.800	-40.00	40.00	310	6	225	0	90	0	301	304	304	304	400
5	0.250	9.750	-40.00	40.00	310	6	225	0	90	0	301	304	304	304	400
6	0.300	9.700	-40.00	40.00	310	6	225	0	90	0	301	304	304	304	400
7	0.350	9.650	-40.00	40.00	310	6	225	0	90	0	301	304	304	304	400
8	0.400	9.600	-40.00	40.00	310	6	225	0	90	0	301	304	304	304	400
9	0.450	9.550	-40.00	40.00	310	6	225	0	90	0	301	304	304	304	400
10	0.500	9.500	-40.00	40.00	310	6	225	0	90	0	301	304	304	304	400
11	0.550	9.450	-40.00	40.00	310	6	225	0	90	0	301	304	304	304	400
12	0.600	9.400	-40.00	40.00	310	6	225	0	90	0	301	304	304	304	400
13	0.650	9.350	-40.00	40.00	310	6	225	0	90	0	301	304	304	304	400
14	0.700	9.300	-40.00	40.00	310	6	225	0	90	0	301	304	304	304	400
15	0.750	9.250	-40.00	40.00	310	6	225	0	90	0	301	304	304	304	400
16	0.800	9.200	-40.00	40.00	310	6	225	0	90	0	301	304	304	304	400
17	0.850	9.150	-40.00	40.00	310	6	225	0	90	0	301	304	304	304	400
18	0.900	9.100	-40.00	40.00	310	6	225	0	90	0	301	304	304	304	400
19	0.950	9.050	-40.00	40.00	310	6	225	0	90	0	301	304	304	304	400
20	1.000	9.000	-40.00	40.00	310	6	225	0	90	0	301	304	304	304	400
21	1.050	8.950	-40.00	40.00	310	6	225	0	90	0	301	304	304	304	400
22	1.100	8.900	-40.00	40.00	310	6	225	0	90	0	301	304	304	304	400
23	1.150	8.850	-40.00	40.00	310	6	225	0	90	0	301	304	304	304	400
24	1.200	8.800	-40.00	40.00	310	6	225	0	90	0	301	304	304	304	400
25	1.250	8.750	-40.00	40.00	310	6	225	0	90	0	301	304	304	304	400
26	1.300	8.700	-40.00	40.00	310	6	225	0	90	0	301	304	304	304	400
27	1.350	8.650	-40.00	40.00	310	6	225	0	90	0	301	304	304	304	400
28	1.400	8.600	-40.00	40.00	310	6	225	0	90	0	301	304	304	304	400

Figura 6.3- Setup do Modelo 'Dados Topográficos'

Uma caixa de texto com uma mensagem irá questionar o utilizador se pretende apagar os dados de entrada.



A nova configuração dos dados longitudinais envolve novos valores a introduzir, pelo que o utilizador é questionado se pretende apagar os valores associados com os dados longitudinais já existentes. Se o utilizador pretender guardar os seus dados será mais fácil não os apagar e efectuar algumas modificações após a configuração do ‘*setup longitudinal*’.

Para o preenchimento da folha de cálculo do Excel ‘Dados Topográficos’, têm-se os seguintes dados que é necessário fornecer:

Folha de Cálculo ‘Dados Topográficos’

Locational Information (optional)		Heat Source Node	Long. Distance (km)	Stream km	Longitude (deg)	Latitude (deg)	Stream Elevation (m)	Bankfull Width (m)	Aspect (deg)	Topo Shade (deg)		
										West	South	East
16		0	0.000	10.000	-40,00	40,00	310	6	225	0	90	0
17		1	0.050	9.950	-40,00	40,00	310	6	225	0	90	0
18		2	0.100	9.900	-40,00	40,00	310	6	225	0	90	0
19		3	0.150	9.850	-40,00	40,00	310	6	225	0	90	0
20		4	0.200	9.800	-40,00	40,00	310	6	225	0	90	0
21		5	0.250	9.750	-40,00	40,00	310	6	225	0	90	0
22		6	0.300	9.700	-40,00	40,00	310	6	225	0	90	0
23		7	0.350	9.650	-40,00	40,00	310	6	225	0	90	0
24		8	0.400	9.600	-40,00	40,00	310	6	225	0	90	0
25		9	0.450	9.550	-40,00	40,00	310	6	225	0	90	0
26		10	0.500	9.500	-40,00	40,00	310	6	225	0	90	0
27		11	0.550	9.450	-40,00	40,00	310	6	225	0	90	0
28		12	0.600	9.400	-40,00	40,00	310	6	225	0	90	0
29		13	0.650	9.350	-40,00	40,00	310	6	225	0	90	0
30		14	0.700	9.300	-40,00	40,00	310	6	225	0	90	0
31		15	0.750	9.250	-40,00	40,00	310	6	225	0	90	0
32		16	0.800	9.200	-40,00	40,00	310	6	225	0	90	0
33		17	0.850	9.150	-40,00	40,00	310	6	225	0	90	0
34		18	0.900	9.100	-40,00	40,00	310	6	225	0	90	0
35		19	0.950	9.050	-40,00	40,00	310	6	225	0	90	0
36		20	1.000	9.000	-40,00	40,00	310	6	225	0	90	0
37		21	1.050	8.950	-40,00	40,00	310	6	225	0	90	0
38		22	1.100	8.900	-40,00	40,00	310	6	225	0	90	0
39		23	1.150	8.850	-40,00	40,00	310	6	225	0	90	0
40		24	1.200	8.800	-40,00	40,00	310	6	225	0	90	0
41		25	1.250	8.750	-40,00	40,00	310	6	225	0	90	0
42		26	1.300	8.700	-40,00	40,00	310	6	225	0	90	0
43		27	1.350	8.650	-40,00	40,00	310	6	225	0	90	0
44		28	1.400	8.600	-40,00	40,00	310	6	225	0	90	0
45					-40,00	40,00	310	6	225	0	90	0

Longitude (deg.): Medida angular do local da superfície terrestre (Este – Oeste) em relação ao meridiano que passa em Greenwich, Inglaterra, sendo que varia desde +/- 180°, considerada positiva a Oeste do meridiano de Greenwich e negativa a Este.

Latitude (deg): Medida angular do local da superfície terrestre (Norte – Sul) em relação ao Equador. A latitude varia desde 0° a 90° para o hemisfério norte e de 0° a -90° para o hemisfério sul.

Stream elevation (m): Altitude do canal ou rio.

Bankfull Width: Largura, ou distância entre as margens do canal ou rio.

Aspect (deg): O aspecto do canal ou rio é definido como o ângulo entre o vector de velocidade (\vec{U}) e o Norte (0 °). Ou seja, o aspecto do rio, ou a sua direcção, é calculado através do ângulo entre dois nós consecutivos e o Norte.

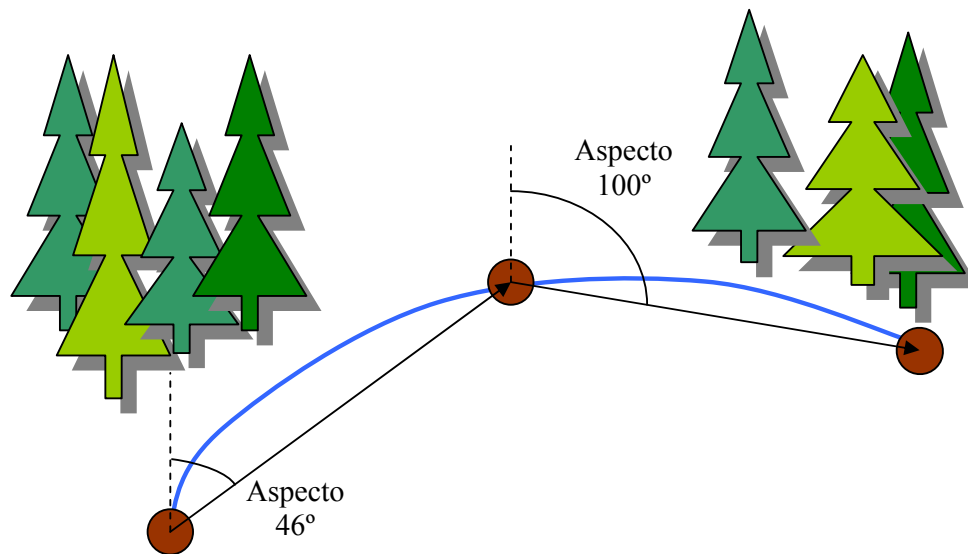


Figura 6.4- Ângulo que representa o aspecto entre dois nós consecutivos.

Topo shade (deg): Ângulo referente à sombra topográfica. O ângulo máximo provocado pela sombra topográfica é calculado em relação a este, sul e oeste de cada nó existente no segmento da corrente de água, onde as características topográficas no campo próximo (margens do rio, morfologia do vale, etc.) e no campo mais afastado de cada nó (montes, montanhas, etc.) são usadas para efectuar o cálculo da sombra topográfica. Em termos de efeitos locais da sombra topográfica, somente o maior ângulo topográfico (e não

necessariamente a maior característica topográfica) representa o factor controlante. Como no campo próximo as distâncias para a corrente de água são pequenas, deve-se usar um passo (dx) pequeno de modo a aumentar a importância das pequenas diferenças de elevação em relação às margens do rio e morfologia. O campo próximo deve ter aproximadamente uma distância total de 250 metros. Já o campo mais afastado permite usar um passo (dx) muito maior, uma vez que este campo envolve geralmente grandes características topográficas (montes e montanhas) que se encontram a grandes distâncias do rio. O cálculo da sombra topográfica é dado pela equação (6.1)

$$\theta_T = \tan^{-1} \left(\frac{Z_T - Z_i}{L_T} \right) \quad (6.1)$$

Variáveis,

Medidas/Conhecidas:

dx: Passo de distância (m)

i: Número do nó

L_T: Distância desde o nó (i) até à característica topografia (m)

z: Elevação do local (m)

z_T: Elevação da característica topográfica (m)

Calculadas:

θ_T : Sombra topográfica

Tools Sampled Land Cover Codes: Nesta secção será introduzido o código correspondente ao tipo de cobertura do terreno (vegetação, estradas, etc.) estando cada código definido na folha de cálculo 'Códigos- Cobertura do terreno' do Heat Source. A amostragem para cada nó do tipo de cobertura do terreno será uma amostragem radial, nas direcções nordeste, este, sudeste, sul, sudoeste, oeste, noroeste (a direcção norte não é incluída porque o Sol não brilha nesta direcção no hemisfério norte pelo que as sombras não estarão na direcção sul). A introdução dos códigos é efectuada para as quatro zonas com o intervalo de amostragem definido pelo utilizador.

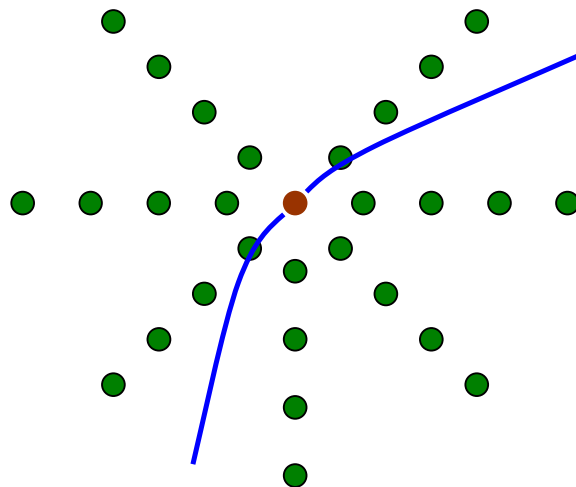


Figura 6.5- Representação radial das quatro zonas de cobertura do terreno.

Além das quatro zonas ainda existe a vegetação emergente, que é a que se situa sobre a água.

Microsoft Excel - Heat Source V_7_1_Pt															
Ficheiro Editar Ver Inserir Formatar Ferramentas Dados Janela Ajuda															
B14															
	N	O	P	Q	R	S	T	U	V	W	X	Y	Z	AA	AB
14	Tools Sampled Land Cover Codes														
15	Emergent Vegetation	Northeast				East				Southeast				South	
16		Zone 1	Zone 2	Zone 3	Zone 4	Zone 1	Zone 2	Zone 3	Zone 4	Zone 1	Zone 2	Zone 3	Zone 4	Zone 1	Zone 2
17		301	304	302	303	400	304	302	303	400	304	302	303	400	304
18		301	304	304	304	400	304	304	304	400	304	304	304	400	304
19		301	304	304	304	400	304	304	304	400	304	304	304	400	304
20		301	304	304	304	400	304	304	304	400	304	304	304	400	304
21		301	304	304	304	400	304	304	304	400	304	304	304	400	304
22		301	304	304	304	400	304	304	304	400	304	304	304	400	304
23		301	304	304	304	400	304	304	304	400	304	304	304	400	304
24		301	304	304	304	400	304	304	304	400	304	304	304	400	304
25	301	304	304	304	400	304	304	304	400	304	304	304	400	304	400
26	301	304	304	304	400	304	304	304	400	304	304	304	400	304	400
27	301	304	304	304	400	304	304	304	400	304	304	304	400	304	400
28	301	304	304	304	400	304	304	304	400	304	304	304	400	304	400
29	301	304	304	304	400	304	304	304	400	304	304	304	400	304	400

O número do código do tipo de cobertura do terreno é definido na folha de cálculo ‘Códigos – cobertura do terreno’, onde é introduzido o nome do tipo de cobertura do terreno, o respectivo código, altura e densidade

Microsoft Excel - Heat Source V_7.1_Pt

Eicheiro Editar Ver Inserir Formatar Ferramentas Dados Janela Ajuda

I16

	D	E	F	G
14	Enter Land Cover Physical Attributes			
15				
16	Land Cover Name (optional)	Code	Height (m)	Density (%)
17	Water	301	0,0	0%
18	Pasture/Cultivated Ag	302	1,5	65%
19	Tree Farm	303	8,0	65%
20	Barren - Rock	304	0,0	0%
21	Barren - Bank	305	0,0	0%
22	Barren - Clearcut	308	0,0	0%
23	Barren - Soil	309	0,0	0%
24	Clearcut - early regrowth	310	6,0	65%
25	Road	400	0,0	0%
26	Forest Road	401	0,0	0%
27	Railroad	402	0,0	0%
28	Large Mixed Conifer-Hardwood	500	30,0	65%
29	Small Mixed Conifer-Hardwood	501	12,0	25%
30	Large Mixed Conifer-Hardwood	550	28,0	65%
31	Small Mixed Conifer-Hardwood	551	12,0	25%
32	Large Mixed Conifer-Hardwood	555	28,0	10%
33	Large Hardwood	600	25,0	65%
34	Small Hardwood	601	12,0	25%
35	Large Hardwood	650	25,0	65%
36	Small Hardwood	651	12,0	25%
37	Large Hardwood	655	25,0	10%
38	Large Conifer	700	35,0	65%
39	Small Conifer	701	15,0	25%
40	Large Conifer	750	35,0	65%
41	Small Conifer	751	15,0	25%
42	Large Conifer	755	35,0	10%
43	Upland Shrubs	800	3,0	65%

Dados Topográficos Códigos - Cobertura do terreno Dados Mo

Desenhar Formas automáticas

Figura 6.6- Códigos do tipo de cobertura do terreno

Depois é introduzida a elevação em metros (acima do nível do mar) de cada uma das quatro zonas para cada uma das direcções (nordeste, este, sudeste, sul, sudoeste, oeste e noroeste)

Microsoft Excel - Heat Source V_7.1_Pt

Eicheiro Editar Ver Inserir Formatar Ferramentas Dados Janela Ajuda

Arial 10

B14

	AY	AZ	BA	BB	BC	BD	BE	BF	BG	BH	BI	BJ	BK	BL	BM	BN
14	Tools Sampled Elevations for at Land Cover Sample Sites (meters)															
15	Southeast				South				Southwest				West			
16	Zone 1	Zone 2	Zone 3	Zone 4	Zone 1	Zone 2	Zone 3	Zone 4	Zone 1	Zone 2	Zone 3	Zone 4	Zone 1	Zone 2	Zone 3	Zone 4
17	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315
18	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315
19	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315
20	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315
21	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315
22	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315
23	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315
24	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315
25	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315
26	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315
27	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315
28	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315
29	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315
30	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315
31	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315
32	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315
33	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315
34	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315
35	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315
36	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315
37	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315
38	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315
39	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315
40	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315
41	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315
42	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315
43	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315
44	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315
45	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315	312	314	314	315

Dados Topográficos / Códigos - Cobertura do terreno / Dados Morfológicos / Dados Contínuos / Dados para o Escoamento / Output -Hidráulicos / Gr

Desenhar Formas automáticas

6.1.3 MODEL SETUP – CONTÍNUOUS DATA

Esta folha de cálculo refere-se à introdução de informação referente às condições fronteira (temperatura da água e caudal), condições atmosféricas (temperatura do ar, velocidade do vento e humidade relativa). Ao seleccionar o Model Setup → tab 'Continuous Data' terá que se efectuar primeiro um duplo click no número de locais que contêm as informações.

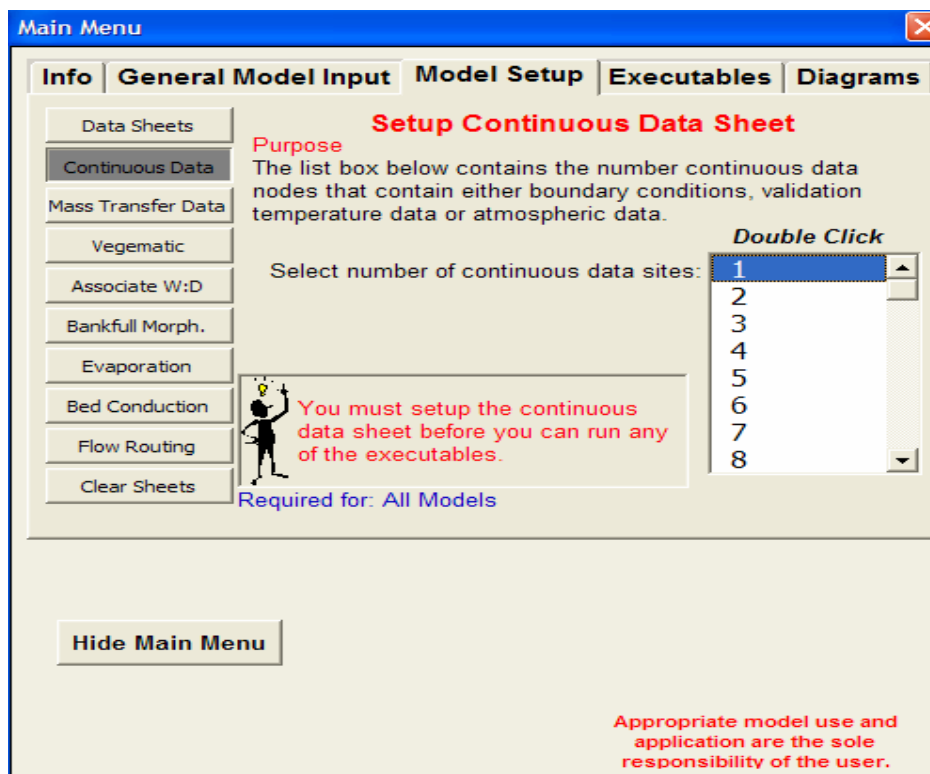
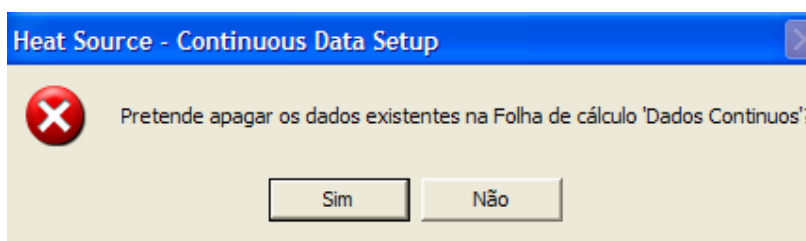


Figura 6.7- Setup do modelo – “Continuous Data”

Ao efectuar esse duplo click irá aparecer uma mensagem, questionando se pretende apagar os dados existentes na folha de cálculo “Dados Contínuos”. Se estiver a realizar várias experiências em que não seja necessário alterar os dados contidos nessa folha de cálculo, então poderá escolher a opção não apagar’. Se pretender alterar então terá que apagar, pelo que a folha de cálculo será toda formatada desde as 12:00 AM do primeiro dia de simulação (o qual é determinado pela caixa de texto ‘Starting Date’ localizada no tab ‘General Model Input’ sendo depois incrementada sucessivamente em uma hora até ao final do período de simulação).



6.1.4 MODEL SETUP – MASS TRANSFER DATA

Este tab 'Mass Transfer Data' refere-se à introdução do número de locais onde existem caudais (superficiais e/ou subsuperficiais) afluentes ao meio hídrico. Haverá que efectuar um duplo clique no número de locais onde existe esses caudais, sendo 100 o número máximo permitido.

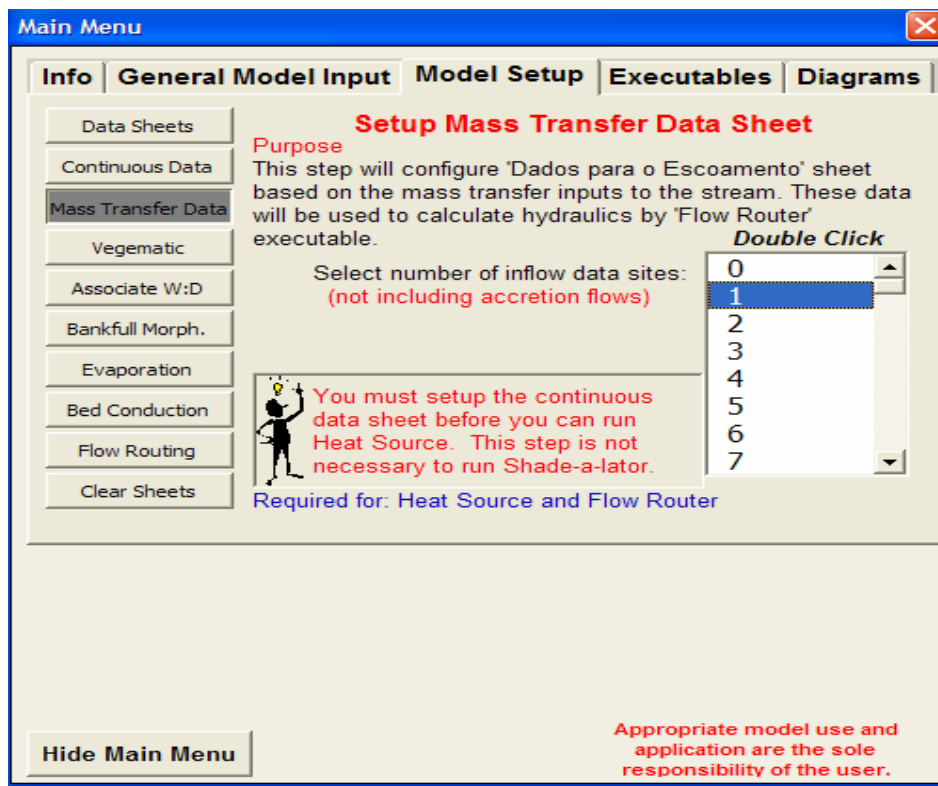
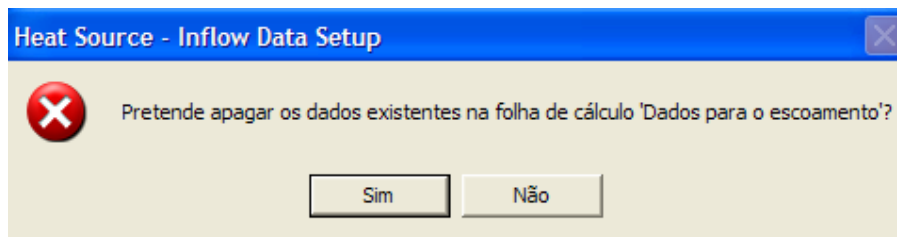


Figura 6.8- Setup do modelo – “Mass Transfer Data”

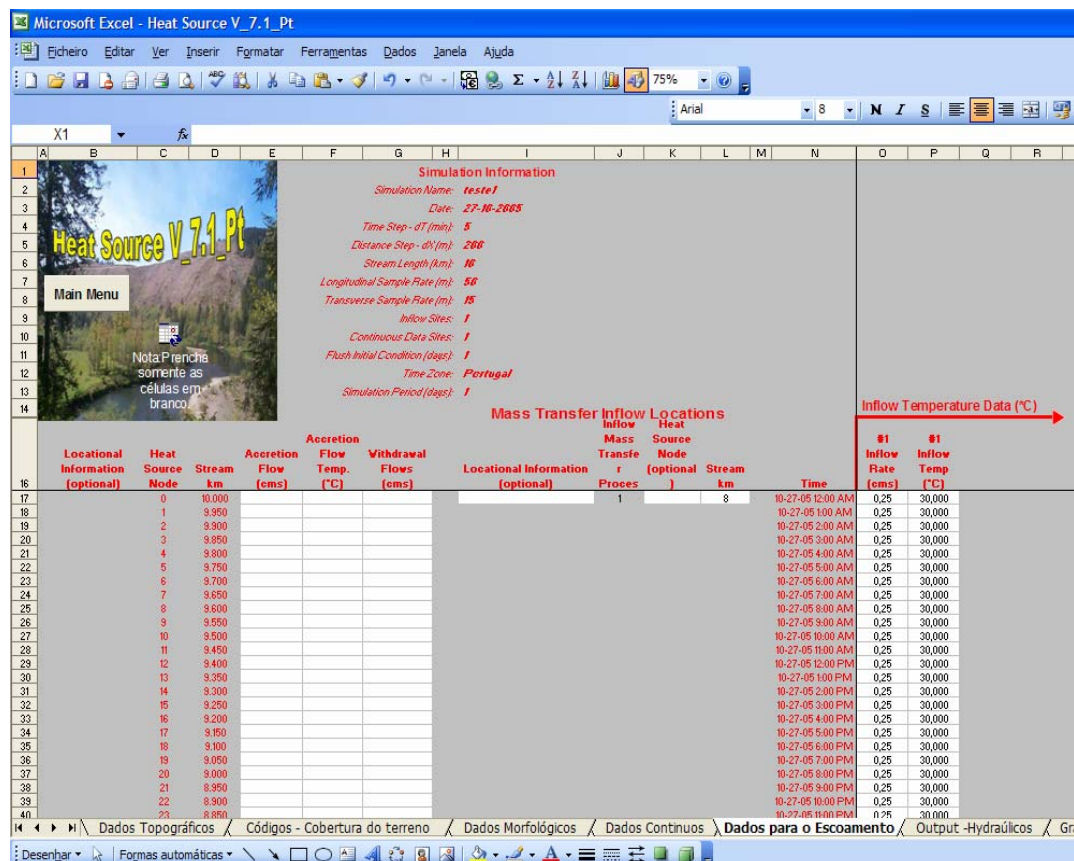
Efectuando esse duplo clique irá primeiro aparecer uma mensagem, questionando se pretende apagar os dados referentes aos locais onde existem caudais afluentes.



Esta questão tem a ver com o facto de que a configuração dos dados referentes ao número de locais irá afectar toda a folha de cálculo ‘Dados para escoamento’. Se o utilizador pretende conservar os dados existentes, então será mais fácil escolher não os apagar, mas sim removê-los e então, depois da configuração, voltar a colocá-los na respectiva folha de cálculo. Se houver um número significativo de alterações aos dados dos locais, então será preferível apagar tudo e depois reentrar com a informação que será na folha de cálculo ‘Dados para o escoamento’.

Depois de ter respondido (seja qual for a resposta) irá ser efectuado automaticamente o setup da folha de cálculo ‘Flow Data’ para os locais onde existem caudais afluentes.

Folha de cálculo ‘Dados para o Escoamento’



The screenshot shows the Microsoft Excel interface for 'Heat Source V.7.1_Pt'. The 'Simulation Information' section includes:

- Simulation Name: teste1
- Date: 27-10-2005
- Time Step - dt (min): 5
- Distance Step - ds (m): 200
- Stream Length (km): 16
- Longitudinal Sample Rate (m): 50
- Transverse Sample Rate (m): 15
- Inflow Sites: 1
- Continuous Data Sites: 1
- Flush Initial Condition (days): 1
- Time Zone: Portugal
- Simulation Period (days): 1

The 'Mass Transfer Inflow Locations' section includes:

- Mass Transfer Process: 1
- Heat Source Node (optional): 8
- Stream Length (km): 16

The 'Inflow Temperature Data (°C)' section includes:

- Time: 10-27-05 12:00 AM, 10-27-05 1:00 AM, 10-27-05 2:00 AM, 10-27-05 3:00 AM, 10-27-05 4:00 AM, 10-27-05 5:00 AM, 10-27-05 6:00 AM, 10-27-05 7:00 AM, 10-27-05 8:00 AM, 10-27-05 9:00 AM, 10-27-05 10:00 AM, 10-27-05 11:00 AM, 10-27-05 12:00 PM, 10-27-05 1:00 PM, 10-27-05 2:00 PM, 10-27-05 3:00 PM, 10-27-05 4:00 PM, 10-27-05 5:00 PM, 10-27-05 6:00 PM, 10-27-05 7:00 PM, 10-27-05 8:00 PM, 10-27-05 9:00 PM, 10-27-05 10:00 PM, 10-27-05 11:00 PM, 10-27-05 12:00 AM
- Inflow Rate (cms): 0.25
- Inflow Temp (°C): 30.000

The 'Local Information' section includes:

- Local Information (optional): 1
- Heat Source Node: 1
- Stream Length (km): 16
- Accretion Flow (cms): 1
- Flow Temp (°C): 1
- Withdrawal Flows (cms): 1

The 'Dados para o Escoamento' section includes:

- Local Information (optional): 1
- Mass Transfer Process: 1
- Heat Source Node (optional): 8
- Stream Length (km): 16
- Time: 10-27-05 12:00 AM, 10-27-05 1:00 AM, 10-27-05 2:00 AM, 10-27-05 3:00 AM, 10-27-05 4:00 AM, 10-27-05 5:00 AM, 10-27-05 6:00 AM, 10-27-05 7:00 AM, 10-27-05 8:00 AM, 10-27-05 9:00 AM, 10-27-05 10:00 PM, 10-27-05 11:00 PM, 10-27-05 12:00 AM
- Inflow Rate (cms): 0.25
- Inflow Temp (°C): 30.000

Os locais (*Mass Transfer Inflow Locations*) são colocados longitudinalmente por ordem desde a posição a montante para jusante. O comprimento (Stream) é a distância que

ainda falta percorrer até jusante. Estes locais representam apenas os sítios onde existem caudais afluentes, tais como canais afluentes e fontes.

Os caudais afluentes e temperaturas são associados com a informação local a que dizem respeito, sempre com intervalos de uma hora.

Os caudais que são distribuídos dentro do próprio meio hídrico (*Accretion Flows*) são caudais que entram em mais do que um local. Caudais estes que são na generalidade caudais subsuperficiais que pertencem ao próprio meio hídrico '*subsurface seeps*' que ocorrem em longas distâncias.

As perdas de água do meio hídrico (caudais retirados, *Withdrawals*) provenientes de locais de derivação ou de reduções de caudais provocadas por factores humanos, tais como rega. São colocados na coluna G na folha de cálculo 'Dados para o Escoamento', sendo que se assume permanecerem constantes durante o período de simulação.

Colocar o valor zero ou então deixar em branco as colunas E, F e G da folha de cálculo 'Dados para o Escoamento', significa que não existem caudais distribuídos (Accretion flows) ou perdas de caudais (Withdrawals).

6.1.5 MODEL SETUP – VEGEMATIC

O tab '*Vegematic*' coloca em funcionamento uma rotina que vai fazer a interligação entre os atributos físicos do tipo de cobertura do terreno, introduzidos através de códigos na folha de cálculo 'Dados topográficos' e o que a descrição de cada código corresponde através da folha 'Códigos – Cobertura do terreno'. O output que esta rotina '*Vegematic*' efectua é colocado na folha de cálculo 'Dados Topográficos' nas colunas BS →DV.

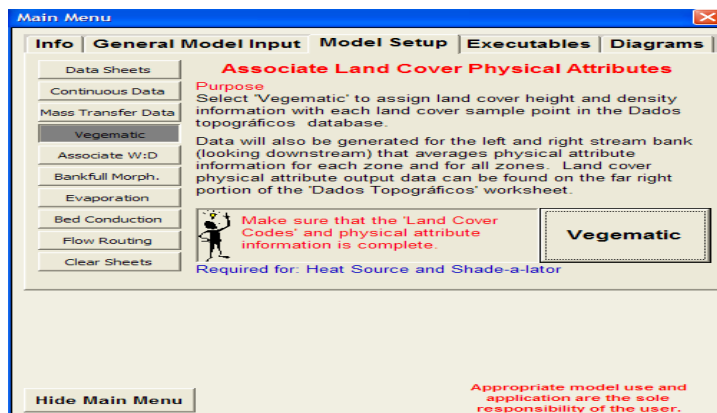


Figura 6.9- Setup do modelo – “Vegematic”

6.1.6 MODEL SETUP – MORPHOLOGY DATA

Este passo tem como objectivo efectuar o preenchimento de parte da folha de cálculo ‘Dados morfológicos’, ou seja dos dados morfológicos que envolvem o meio hídrico.

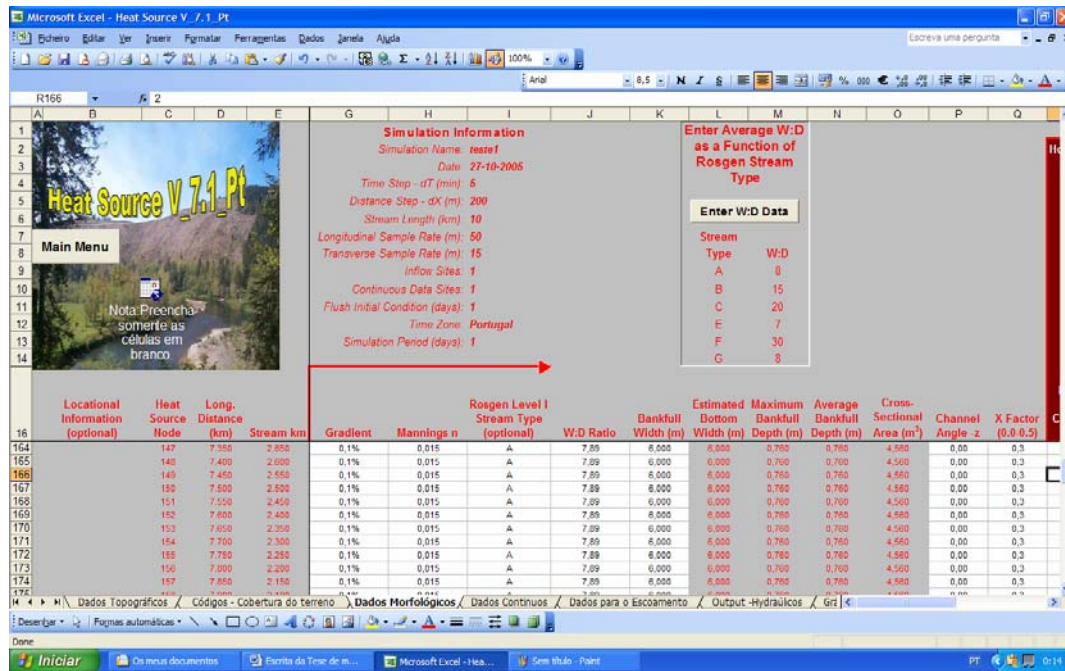


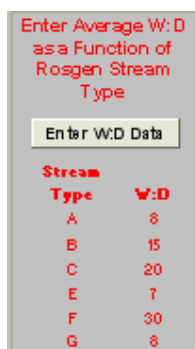
Figura 6.10- Folha de cálculo “Dados morfológicos”

Coluna G: Gradiente

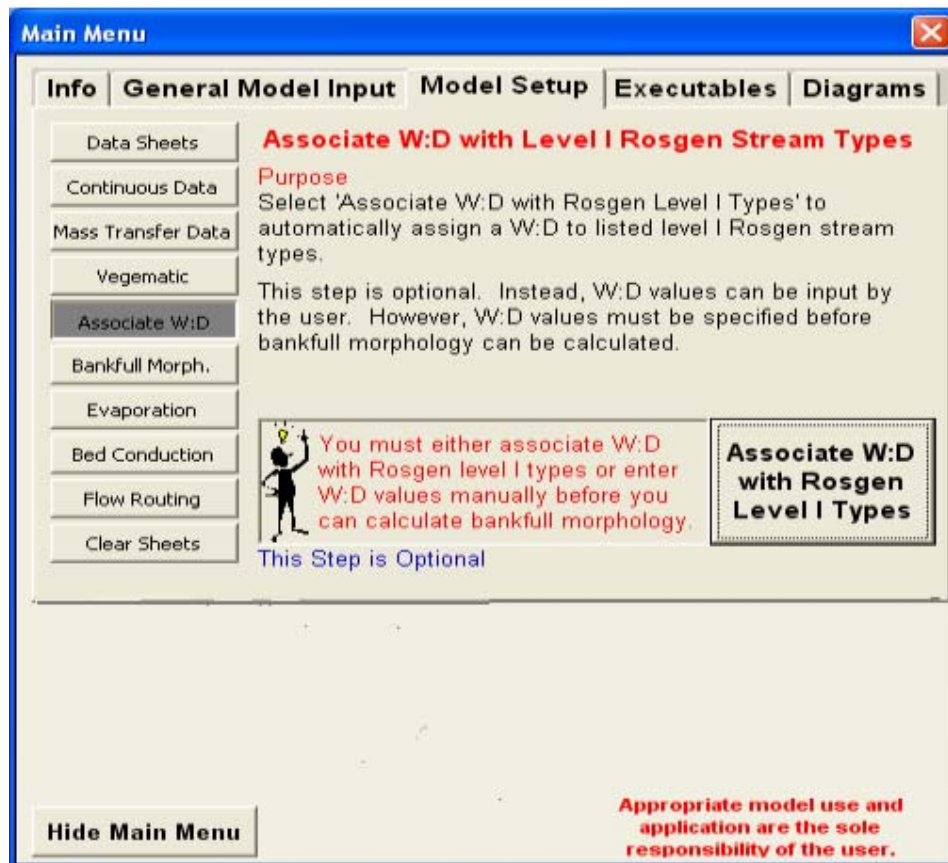
Coluna H: Coeficiente de atrito de Manning

Coluna K: Distância entre as margens (largura do rio)

As colunas I e J podem estar interligadas, isto é, podemos colocar o valor de W:D directamente na coluna J e então não é necessário preencher a coluna I, pelo que não é necessário efectuar o tab ‘Associate W:D’.

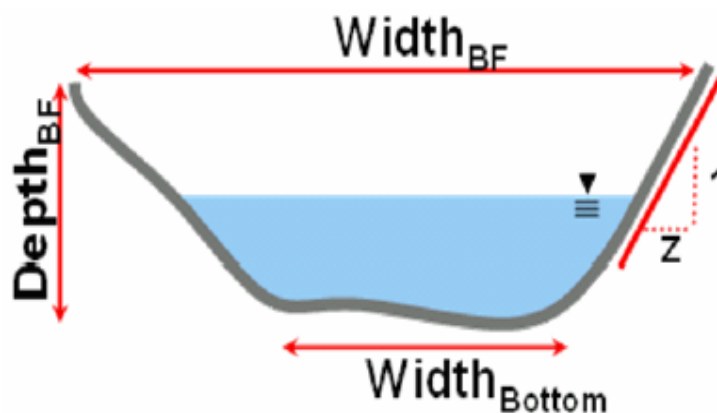


Se pretendermos efectuar a associação da largura com a profundidade (W:D) utilizam-se letras maiúsculas A, B, C, E, F e G (às quais está associada uma razão que pode ser modificada se o utilizador o pretender) na coluna I e depois efectua-se tab’ Associate W:D’.



Ou então preenche-se a coluna J, colocando os valores das razões W:D (largura:profundidade) directamente, pelo que não se efectua o tab ‘Associate W:D’

O próximo passo no preenchimento da folha de cálculo ‘Dados morfológicos’ é a introdução do declive das margens do canal (channel angle – z).



A informação acerca do perfil do canal (usualmente medida quando se efectua a leitura de parâmetros referentes aos locais onde existem caudais afluentes) pode ser útil para estimar o declive das margens do canal.

Segue-se depois o factor X, (secção 5.2.2- Método de aproximação de Muskingum-Cunge)

Channel Angle -z	X Factor (0.0-0.5)
0,00	0,2
0,00	0,2
0,00	0,2

O factor X encontra-se dentro da gama de 0 a 0.5. Ao usar o método de escoamento hidráulico de Muskingum-Cunge (recomendado para a modelação de redes de correntes), pode-se entrar com o valor de X directamente (pode ser usado como um parâmetro de calibração), ou então deixa-se o valor em branco e selecciona-se o tab 'Flow Routing' no 'Main Menu' → Model Setup seguido do tab 'Calculate Muskingum Storage'.

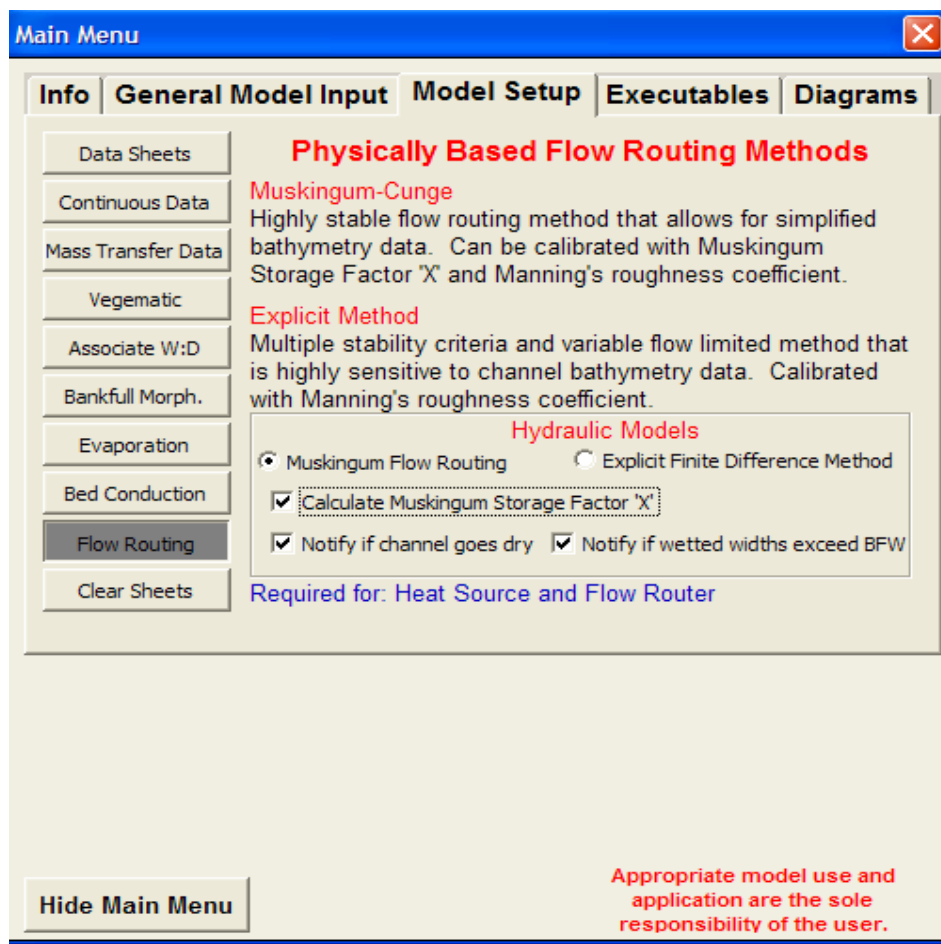


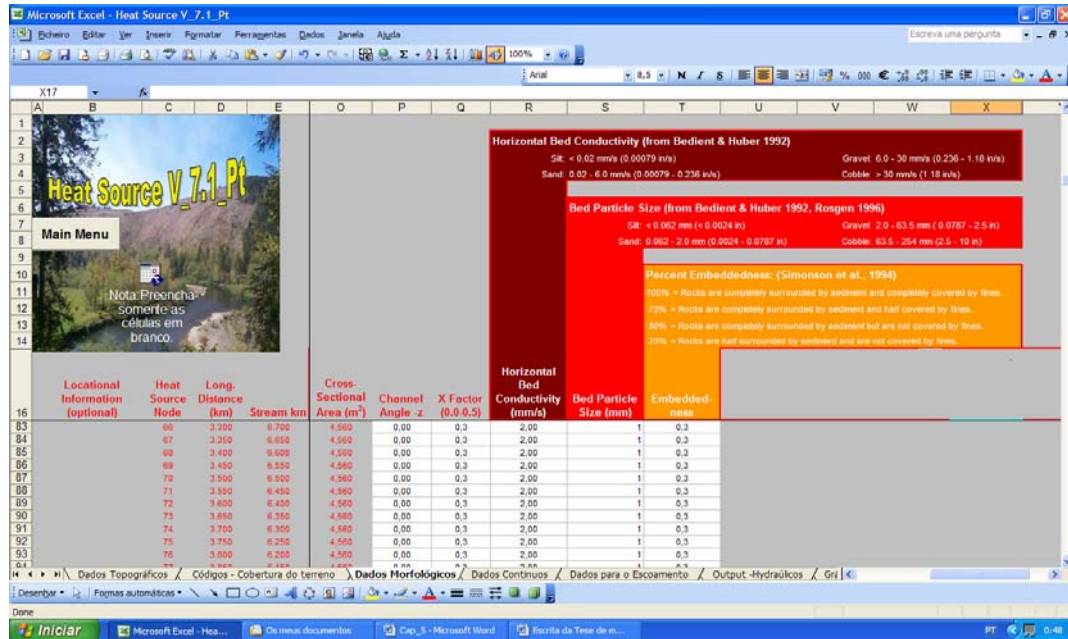
Figura 6.11- Model Setup – Flow Routing

A informação referente ao substracto encontra-se nas colunas $R \rightarrow T$.

Coluna R: Condutividade térmica do leito, que pode ser estimada através do tamanho das partículas dominantes no leito.

Coluna S: Tamanho dominante das partículas constituintes do leito.

Coluna T: “*Embeddeeness*”, percentagem entre os espaços que os sedimentos finos ocupam nos espaços intersticiais do aluvião.



6.1.7 MODEL SETUP – EVAPORATION RATE METHODS

Nesta secção é escolhido o método usado para a velocidade de evaporação, já descrito no capítulo 2, secção 2.3 para os métodos de Transferência de Massa e de Penmam. E no capítulo 3 para o método “*José Sousa*”, tendo sido este método baseado em trabalho experimental para pequenos reservatórios.

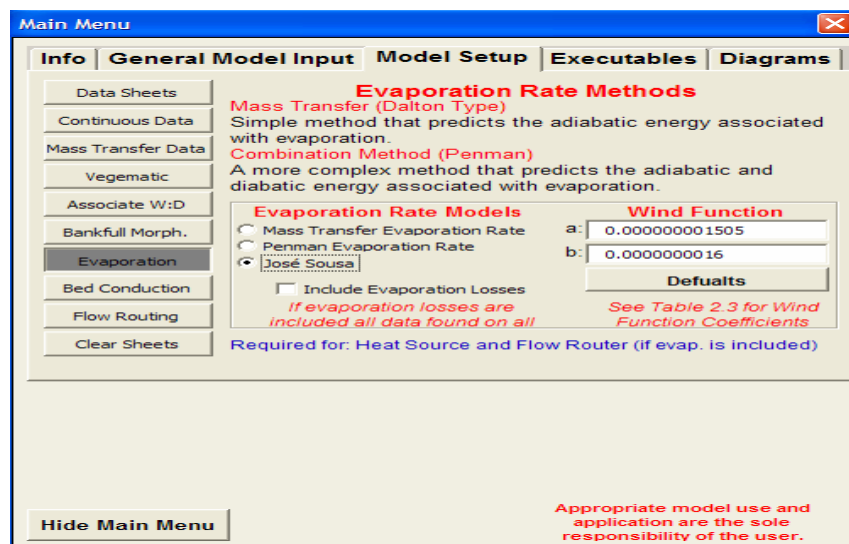


Figura 6.12- Setup de modelo – “Evaporation”

6.1.8 MODEL SETUP – STREAM BED CONDUCTION

Nesta secção coloca-se a temperatura do aluvião necessária para o cálculo da transferência de calor por condução entre o aluvião e o leito. Este fluxo de calor por condução encontra-se descrito no capítulo 4, secção 4.2.3.

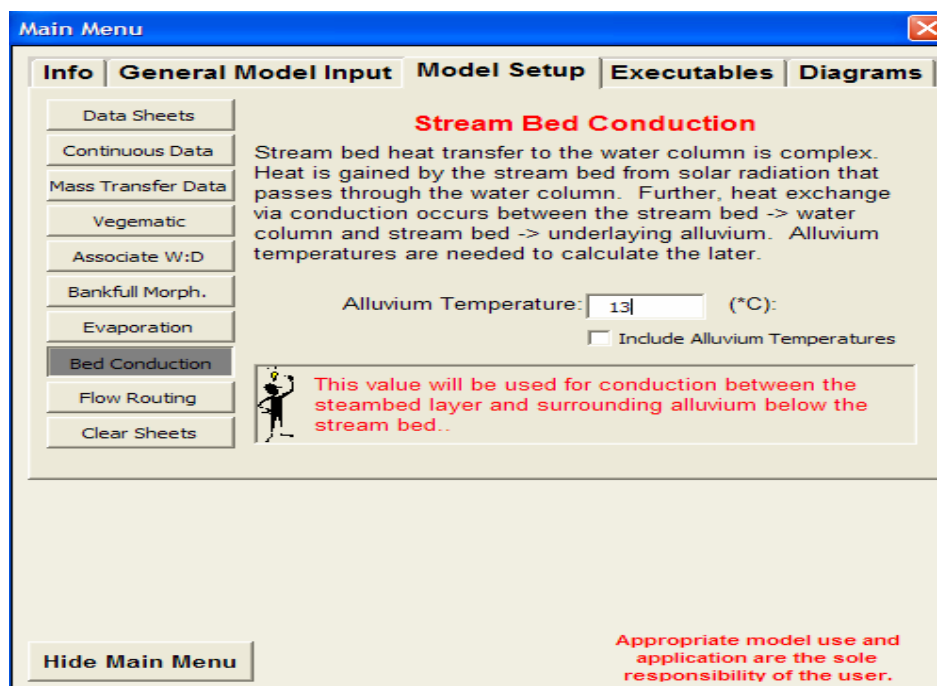


Figura 6.13- Setup do modelo – “Bed Conduction”

6.2 PROGRAMAS EXECUTÁVEIS

Existem três programas executáveis que podem ser acedidos através do “Main Menu” existente em várias folhas de cálculo:

6.2.1 EXECUTÁVEL –“SHADE – A - LATOR”

A sub rotina executável Shade-a-lator consiste num modelo que efectua o cálculo do fluxo de radiação solar potencial e a que alcança a superfície da água. Ou seja, efectua a simulação da exposição solar na superfície da água, assim como a sombra efectiva existente sobre a mesma.

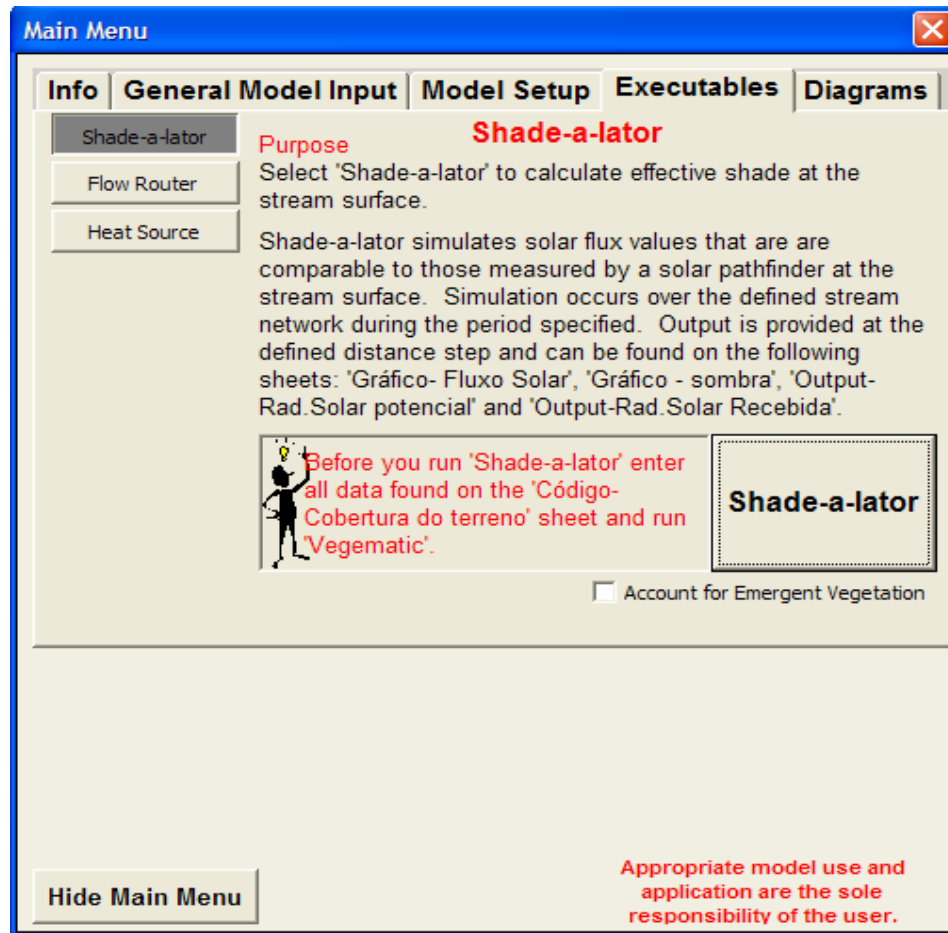


Figura 6.14- Executável “Shade- a - Lator

Os inputs necessários para este executável encontram-se na folha de cálculo “Dados Topográficos”, enquanto o outro parâmetro necessário, a nebulosidade “*cloudiness*” se encontra na folha de cálculo “Dados Contínuos” coluna J.

Este executável fornece como outputs os resultados descritos nas seguintes folhas de cálculo do Excel:

- “Gráfico- Fluxo Solar”
- “Gráfico- Sombra”
- “Output- Rad.Solar potencial”
- “Output- Rad.Solar à superfície”

6.2.2 EXECUTÁVEL – FLOW ROUTER

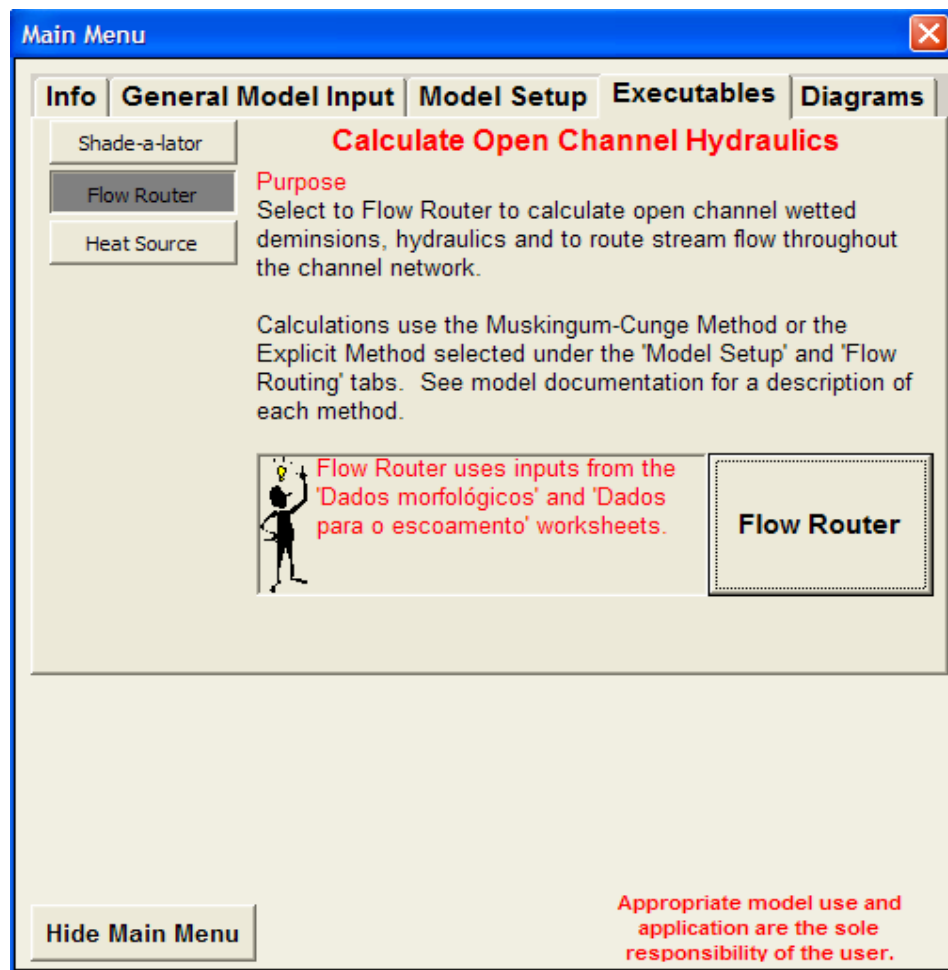


Figura 6.15- Executável “Flow Router”

Esta sub rotina efectua os cálculos para uma simulação do escoamento da água no canal ou rio, isto é, calcula as dimensões do canal molhado, assim como os caudais e velocidades de escoamento.

Os inputs necessários são todos os parâmetros existentes nas folhas de cálculo “Dados Morfológicos”, “Dados para o Escoamento” e as condições fronteira de caudais existentes na folha de cálculo “Dados Contínuos”.

Como outputs, tem-se a folha de cálculo “Output-Hidráulicos”.

6.2.3 EXECUTÁVEL – HEAT SOURCE

Este executável efectua a combinação dos modelos de transferência de calor e massa, sendo que todos os inputs nas folhas de cálculo devem ser completados, enquanto os outputs das folhas de cálculo são preenchidos.

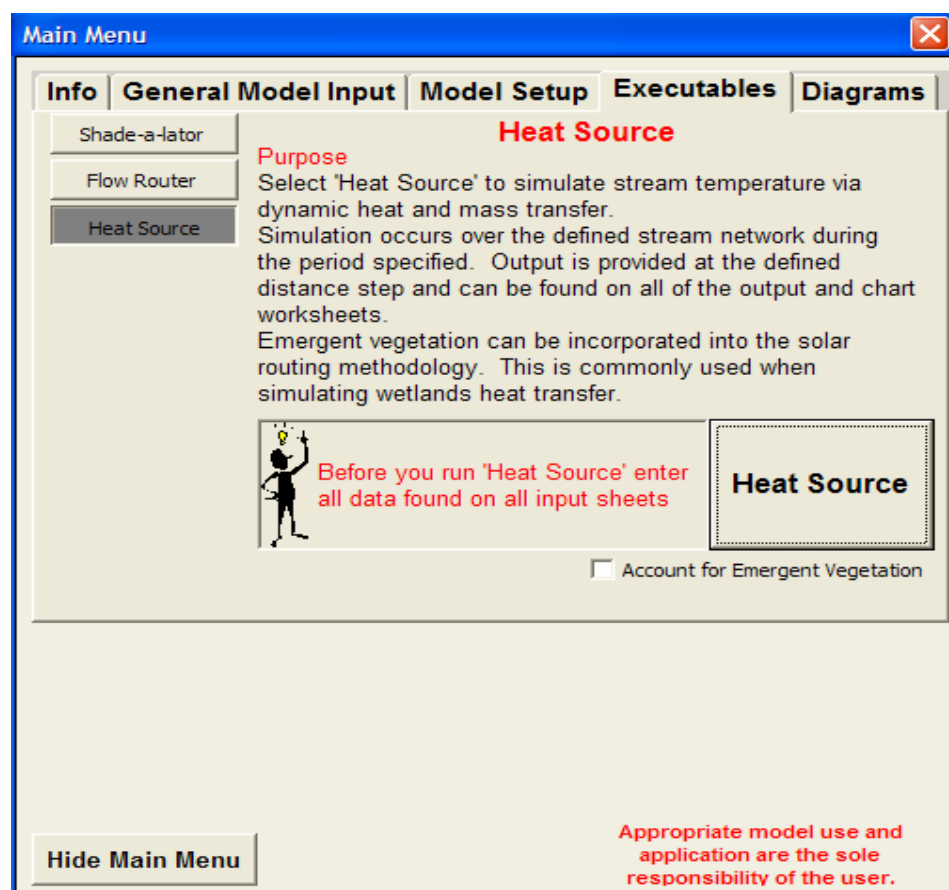


Figura 6.16- Executável “Heat Source”

7 EXEMPLOS DE APLICAÇÃO DO MODELO HEAT SOURCE V_7.1_PT

Neste capítulo far-se-á a apresentação de resultados para diversas simulações com o modelo Heat Source V_7.1_Pt.

7.1 CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS DO RIO

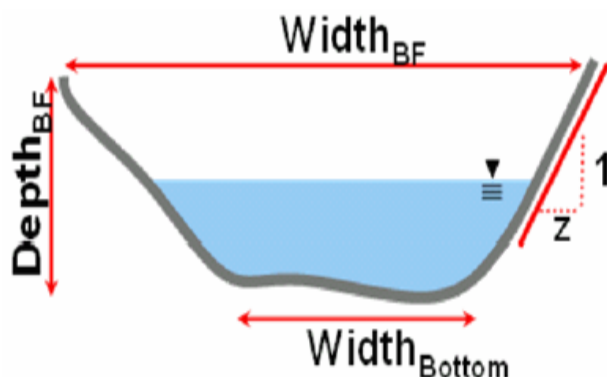


Figura 7.1- Esquema representativo do rio em corte transversal

Ao efectuar as várias simulações considerou-se um rio com as seguintes características:

- Gradiente (declive do leito) = 0.1%;
- Coeficiente de rugosidade de Manning ($1/n$) = $35 \text{ m}^{1/3} \cdot \text{s}^{-1}$ (considerando um curso de água constituído por cascalho) (Graf H. Walter, 2001), tem-se $n = 0.0286$
- Extensão entre as margens (Bankfull Width_{BF}) = 6 m;
- Profundidade (Depth_{BF}) = 0.76 m;
- Declive das margens (Z) = 0.

Estes dados foram colocados na folha de cálculo “Dados Morfológicos”.

Microsoft Excel - Heat Source V_7.1_Pt

File Edit View Insert Format Tools Data Window Help

100%

R1

Heat Source V_7.1_Pt

Main Menu

Nota: Preencha somente as células em branco.

Simulation Information

Simulation Name: test1
Date: 27-10-2005
Time Step - dT (min): 5
Distance Step - dX (m): 200
Stream Length (km): 10
Longitudinal Sample Rate (m): 50
Transverse Sample Rate (m): 15
Inflow Sites: 1
Continuous Data Sites: 1
Flush Initial Condition (days): 1
Time Zone: Portugal
Simulation Period (days): 1

Enter Average W:D as a Function of Rosgen Stream Type

Enter W:D Data

Stream Type	W:D
A	8
B	15
C	20
E	7
F	30
G	8

Locational Information (optional)	Heat Source Node	Long. Distance (km)	Stream km	Gradient	Manning	Rosgen Level I Stream Type (optional)	W:D Ratio	Bankfull Width (m)	Estimated Bottom Width (m)	Maximum Bankfull Depth (m)	Average Bankfull Depth (m)	Cross-Sectional Area (m ²)
	153	7.650	2.350	0.1%	0.0286	A	7.89	6,000	6,000	0.760	0.760	4.560
	154	7.700	2.300	0.1%	0.0286	A	7.89	6,000	6,000	0.760	0.760	4.560
	155	7.750	2.250	0.1%	0.0286	A	7.89	6,000	6,000	0.760	0.760	4.560
	156	7.800	2.200	0.1%	0.0286	A	7.89	6,000	6,000	0.760	0.760	4.560
	157	7.850	2.150	0.1%	0.0286	A	7.89	6,000	6,000	0.760	0.760	4.560
	158	7.900	2.100	0.1%	0.0286	A	7.89	6,000	6,000	0.760	0.760	4.560
	159	7.950	2.050	0.1%	0.0286	A	7.89	6,000	6,000	0.760	0.760	4.560
	160	8.000	2.000	0.1%	0.0286	A	7.89	6,000	6,000	0.760	0.760	4.560
	161	8.050	1.950	0.1%	0.0286	A	7.89	6,000	6,000	0.760	0.760	4.560

Continuação ...

Microsoft Excel - Heat Source V_7.1_Pt

File Edit View Insert Format Tools Data Window Help

100%

Z1

Heat Source V_7.1_Pt

Main Menu

Nota: Preencha somente as células em branco.

Horizontal Bed Conductivity (from Bedient & Huber 1992)

Silt: < 0.02 mm/s (0.00079 in/s) Gravel: 6.0 - 30 mm/s (0.236 - 1.18 in/s)
Sand: 0.02 - 6.0 mm/s (0.00079 - 0.236 in/s) Cobble: > 30 mm/s (1.18 in/s)

Bed Particle Size (from Bedient & Huber 1992, Rosgen 1996)

Silt: < 0.062 mm (< 0.0024 in) Gravel: 2.0 - 63.5 mm (0.0787 - 2.5 in)
Sand: 0.062 - 2.0 mm (0.0024 - 0.0787 in) Cobble: 63.5 - 254 mm (2.5 - 10 in)

Percent Embeddedness: (Simonson et al., 1994)

100% = Rocks are completely surrounded by sediment and completely covered by fines.
75% = Rocks are completely surrounded by sediment and half covered by fines.
50% = Rocks are completely surrounded by sediment but are not covered by fines.
25% = Rocks are half surrounded by sediment and are not covered by fines.

Locational Information (optional)	Heat Source Node	Long. Distance (km)	Stream km	Channel Angle -z	X Factor (0.0-0.5)	Horizontal Bed Conductivity (mm/s)	Bed Particle Size (mm)	Embeddedness
	153	7.650	2.350	0.00	0.3	2.00	1	0.3
	154	7.700	2.300	0.00	0.3	2.00	1	0.3
	155	7.750	2.250	0.00	0.3	2.00	1	0.3
	156	7.800	2.200	0.00	0.3	2.00	1	0.3
	157	7.850	2.150	0.00	0.3	2.00	1	0.3
	158	7.900	2.100	0.00	0.3	2.00	1	0.3
	159	7.950	2.050	0.00	0.3	2.00	1	0.3
	160	8.000	2.000	0.00	0.3	2.00	1	0.3

Figura 7.2- Folha de cálculo “Dados Morfológicos”

7.2 DADOS PARA O ESCOAMENTO DE ÁGUA NUM RIO

Considerou-se o rio com um caudal de $1.26 \text{ m}^3/\text{s}$, o que faz com que devido às suas dimensões (largura de 6 metros e altura de 0.76 metros) se obtenha uma velocidade de escoamento de 0.28 m/s . Admitiu-se uma descarga de água quente a uma distância de 8 km desde a jusante do rio, com um caudal de $0.25 \text{ m}^3/\text{s}$ e uma temperatura de 30°C .

Para as condições fronteira a montante, em relação às condições atmosféricas considerou-se a temperatura da água do rio igual a 14°C , o céu parcialmente nublado (Cloudiness = 0.5), vento a uma velocidade de 1 m/s e a temperatura do ar 15°C .

Para o nó contínuo 1 (terá que existir pelo menos um nó contínuo para que seja possível dar início à execução da simulação, por isso terá que se conhecer as condições atmosféricas nesse nó) que é um nó próximo das condições fronteira a montante, tem-se vento a uma velocidade de 1 m/s , temperatura do ar 15°C e a temperatura da água de 14.1°C .

Simulation Period (days): 1														
Continuous Data Node Locations				Boundary Conditions				Continuous Data Node 1 Data Node 1 Data Node 1 Data Node 1						
Locational Information (optional)	Continuous Node	Heat Source Node (optional)	Stream km	Time	Flow (cms)	Stream Temperature ($^\circ\text{C}$)	Cloudiness (0-1)	Wind Speed (m/s)	Relative Humidity (H)	Air Temp ($^\circ\text{C}$)	Stream Temp ($^\circ\text{C}$)			
	1		0.5	10-27-05 12:00 AM	1.26	14	0.5	1.00	0.80	15.00	14.10			
				10-27-05 1:00 AM	1.26	14	0.5	1.00	0.80	15.00	14.10			
				10-27-05 2:00 AM	1.26	14	0.5	1.00	0.80	15.00	14.10			
				10-27-05 3:00 AM	1.26	14	0.5	1.00	0.80	15.00	14.10			
				10-27-05 4:00 AM	1.26	14	0.5	1.00	0.80	15.00	14.10			
				10-27-05 5:00 AM	1.26	14	0.5	1.00	0.80	15.00	14.10			
				10-27-05 6:00 AM	1.26	14	0.5	1.00	0.80	15.00	14.10			
				10-27-05 7:00 AM	1.26	14	0.5	1.00	0.80	15.00	14.10			
				10-27-05 8:00 AM	1.26	14	0.5	1.00	0.80	15.00	14.10			
				10-27-05 9:00 AM	1.26	14	0.5	1.00	0.80	15.00	14.10			
				10-27-05 10:00 AM	1.26	14	0.5	1.00	0.80	15.00	14.10			
				10-27-05 11:00 AM	1.26	14	0.5	1.00	0.80	15.00	14.10			
				10-27-05 12:00 PM	1.26	14	0.5	1.00	0.80	15.00	14.10			
				10-27-05 1:00 PM	1.26	14	0.5	1.00	0.80	15.00	14.10			
				10-27-05 2:00 PM	1.26	14	0.5	1.00	0.80	15.00	14.10			
				10-27-05 3:00 PM	1.26	14	0.5	1.00	0.80	15.00	14.10			
				10-27-05 4:00 PM	1.26	14	0.5	1.00	0.80	15.00	14.10			
				10-27-05 5:00 PM	1.26	14	0.5	1.00	0.80	15.00	14.10			
				10-27-05 6:00 PM	1.26	14	0.5	1.00	0.80	15.00	14.10			
				10-27-05 7:00 PM	1.26	14	0.5	1.00	0.80	15.00	14.10			
				10-27-05 8:00 PM	1.26	14	0.5	1.00	0.80	15.00	14.10			
				10-27-05 9:00 PM	1.26	14	0.5	1.00	0.80	15.00	14.10			
				10-27-05 10:00 PM	1.26	14	0.5	1.00	0.80	15.00	14.10			
				10-27-05 11:00 PM	1.26	14	0.5	1.00	0.80	15.00	14.10			

Figura 7.3- Introdução dos dados para o escoamento na folha de cálculo “Dados Contínuos”

7.3 COBERTURA DO TERRENO QUE ENVOLVE O MEIO HÍDRICO

	Enter Land Cover Physical Attributes			
	Land Cover Name (optional)	Code	Height (m)	Density (%)
14	Water	301	0,0	0%
15	Pasture/Cultivated Ag	302	1,5	65%
16	Tree Farm	303	8,0	65%
17	Barren - Rock	304	0,0	0%
18	Barren - Bank	305	0,0	0%
19	Barren - Clearcut	308	0,0	0%
20	Barren - Soil	309	0,0	0%
21	Clearcut - early regrowth	310	6,0	65%
22	Road	400	0,0	0%

Para o tipo de cobertura do terreno que envolve o meio hídrico, colocou-se para as zonas 1, 2 e 3 o código 304 e para a zona 4 o código 400.

Estes códigos encontram-se descritos na folha de cálculo “Códigos – Cobertura do terreno”, sendo depois colocados na folha de cálculo “Dados topográficos” para as quatro zonas das sete direcções.

	Tools Sampled Land Cover Codes										
	Southeast				South				Southwest		
	Zone 1	Zone 2	Zone 3	Zone 4	Zone 1	Zone 2	Zone 3	Zone 4	Zone 1	Zone 2	Zone 3
14	304	304	304	400	304	304	304	400	304	304	304
15	304	304	304	400	304	304	304	400	304	304	304
16	304	304	304	400	304	304	304	400	304	304	304
17	304	304	304	400	304	304	304	400	304	304	304

7.4 EFEITO DA VARIAÇÃO DA SOMBRA TOPOGRÁFICA

Efectuaram-se cinco simulações com o objectivo de verificar qual a variação na sombra efectiva causada pela sombra topográfica.

Simulação 1

15	Topo Shade (deg)		
	West	South	East
16			
17	90	90	90
18	90	90	90
19	90	90	90
20	90	90	90

Simulação 2

Topo Shade (deg)		
West	South	East
0	0	0
0	0	0
0	0	0

Simulação 3

Topo Shade (deg)		
West	South	East
0	0	90
0	0	90
0	0	90
0	0	90

Simulação 4

Topo Shade (deg)		
West	South	East
90	0	0
90	0	0
90	0	0
90	0	0

Simulação 5

Topo Shade (deg)		
West	South	East
0	90	0
0	90	0
0	90	0
0	90	0

Obtiveram-se os resultados apresentados na figura 7.4, em que a simulação 3 e 4 apresentam os mesmos resultados.

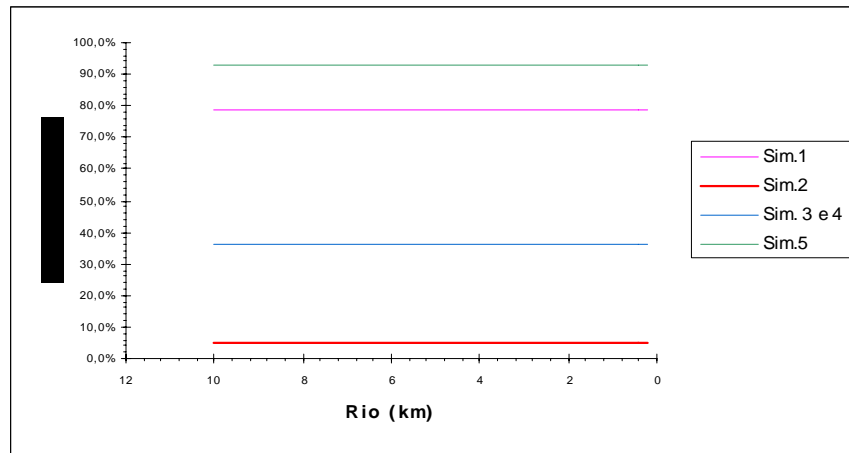


Figura 7.4- Sombra efectiva em função da sombra topográfica

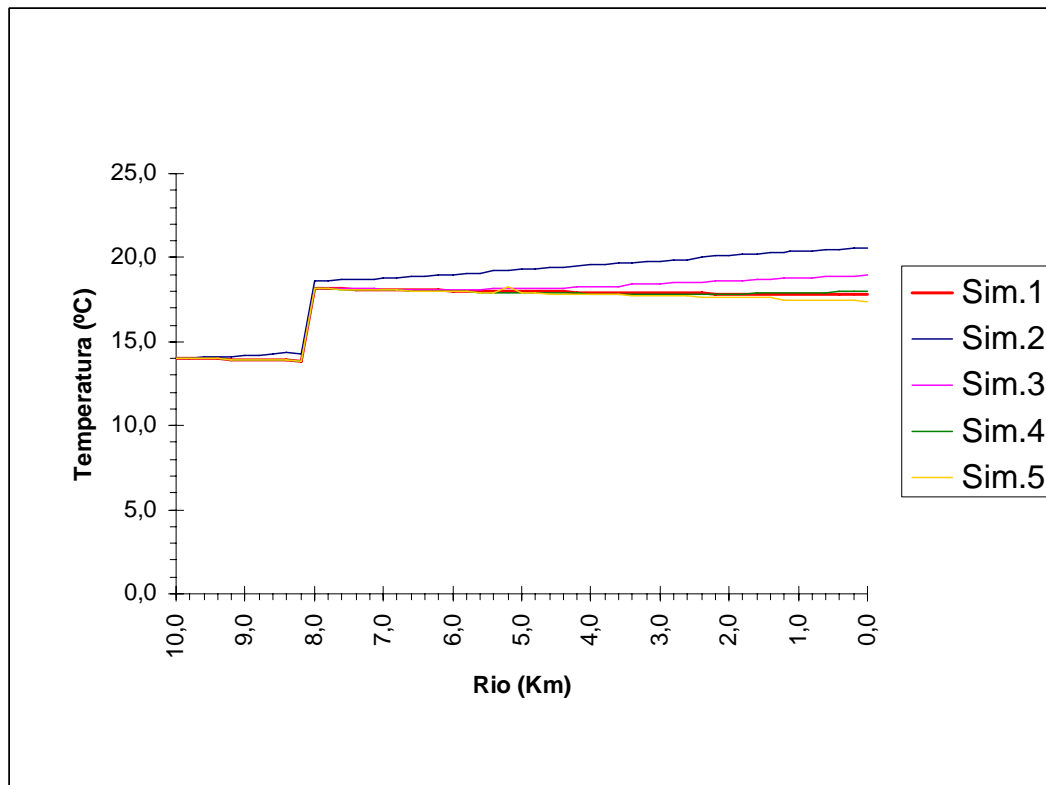


Figura 7.5- Variação da temperatura longitudinal (às 12 horas), ao longo do rio, para as cinco simulações da sombra topográfica

7.5 EFEITO DA VARIAÇÃO DO TIPO DE COBERTURA DO TERRENO

Para o tipo de cobertura do terreno efectuaram-se duas simulações:

	Land Cover Name (optional)	Enter Land Cover Physical Attributes		
		Code	Height (m)	Density (%)
16	Water	301	0,0	0%
17	Pasture/Cultivated Ag	302	1,5	65%
18	Tree Farm	303	8,0	65%
19	Barren - Rock	304	0,0	0%
20	Barren - Bank	305	0,0	0%
21	Barren - Clearcut	308	0,0	0%
22	Barren - Soil	309	0,0	0%
23	Clearcut - early regrowth	310	6,0	65%
24	Road	400	0,0	0%

A simulação 2 da secção 7.4 e uma nova simulação 6. Ambas as simulações, têm a sombra topográfica na seguinte forma:

Topo Shade (deg)		
West	South	East
0	0	0
0	0	0
0	0	0

	Códigos			
Simulações	Zona 1	Zona 2	Zona 3	Zona 4
2	304	304	304	400
6	305	302	310	303

Após a execução das simulações obtiveram-se os seguintes resultados, descritos nas figuras abaixo indicadas.

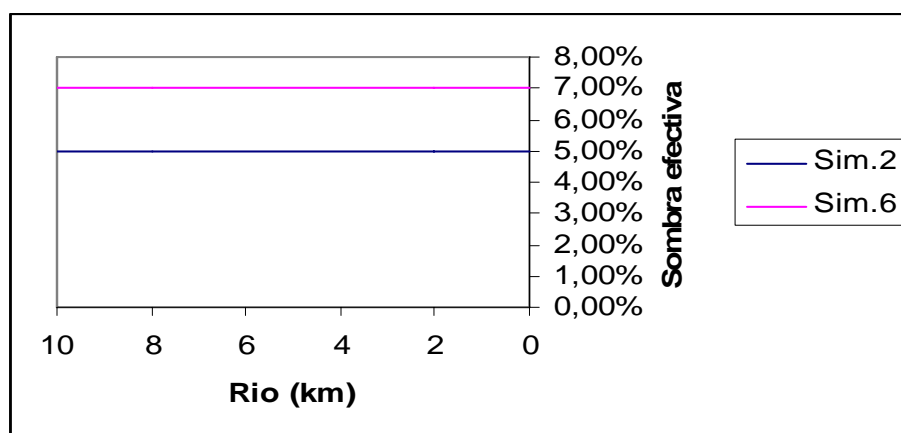


Figura 7.6- Variação da sombra efectiva com o tipo de cobertura do terreno

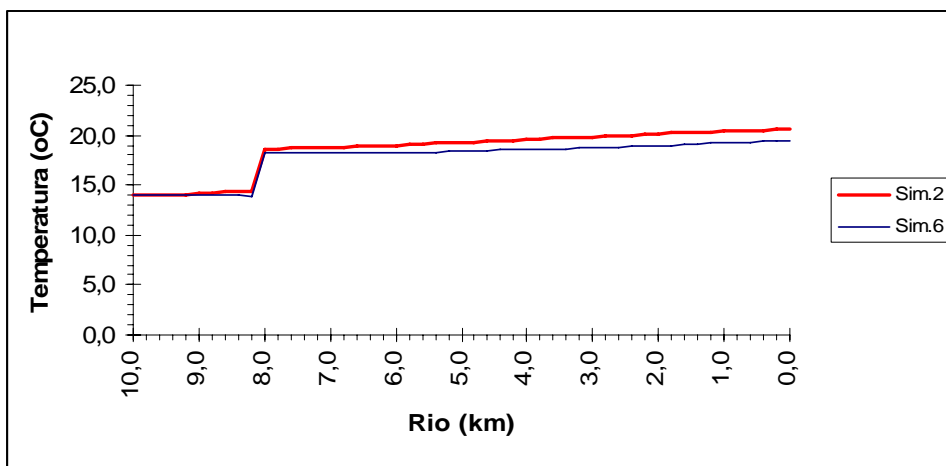


Figura 7.7- Variação da temperatura longitudinal da água de um rio, às 12 horas (Variação do tipo de cobertura do terreno)

7.6 EFEITO DA VARIAÇÃO DO COEFICIENTE X (FACTOR PESO DO MÉTODO DE MUSKINGUM)

O factor peso X, do método de Muskingum, representa um factor que tem a ver com variações de caudal num determinado segmento (eq.5.27).

Para estudar o efeito desse factor peso (X), efectuaram-se duas simulações, sendo uma a simulação 2 (já descrita anteriormente, com $X = 0.3$) e a outra a simulação 7 (com $X = 0.0$), tendo-se obtido os seguintes resultados:

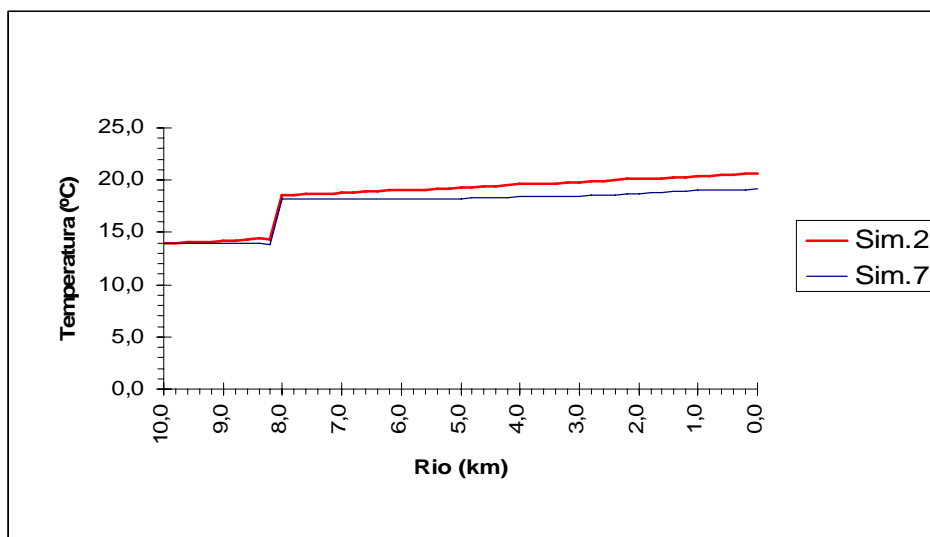


Figura 7.8- Variação da temperatura longitudinal da água de um rio, às 12 horas (Variação do factor peso, X)

7.7 CÁLCULO DOS FLUXOS DE ENERGIA TÉRMICA NO MEIO HÍDRICO SOB A ACÇÃO DA VELOCIDADE DO VENTO

Nesta secção pretende-se comparar dois métodos de transferência de calor por evaporação. O método da transferência de massa (Simulação 2) e o método José Sousa (Simulação 8):

7.7.1 CÁLCULO DOS FLUXOS DE ENERGIA TÉRMICA NO MEIO HÍDRICO SOB A ACÇÃO DO VENTO (SIMULAÇÃO 2)

Nesta simulação têm-se as seguintes condições:

Temperatura do ar = 15 °C, %H = 80, Temperatura inicial da água = 14 °C, velocidade do vento = 1 m/s. O modelo da taxa de Evaporação está descrito na figura 7.9

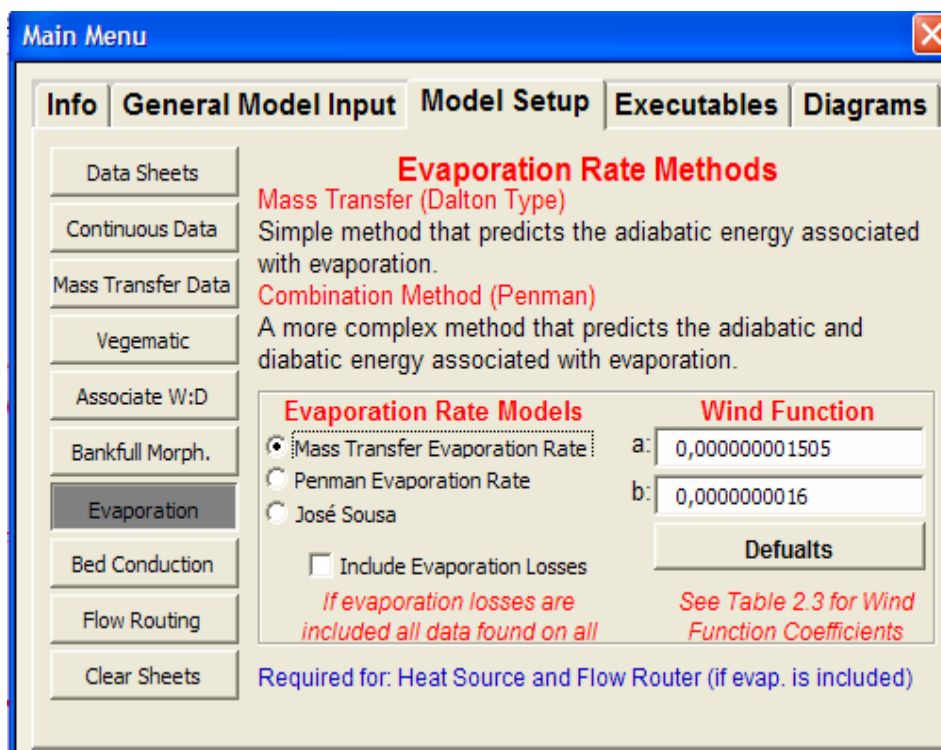


Figura 7.9- Taxa de evaporação pelo método de transferência de massa

- Para velocidade do vento = 1 m/s

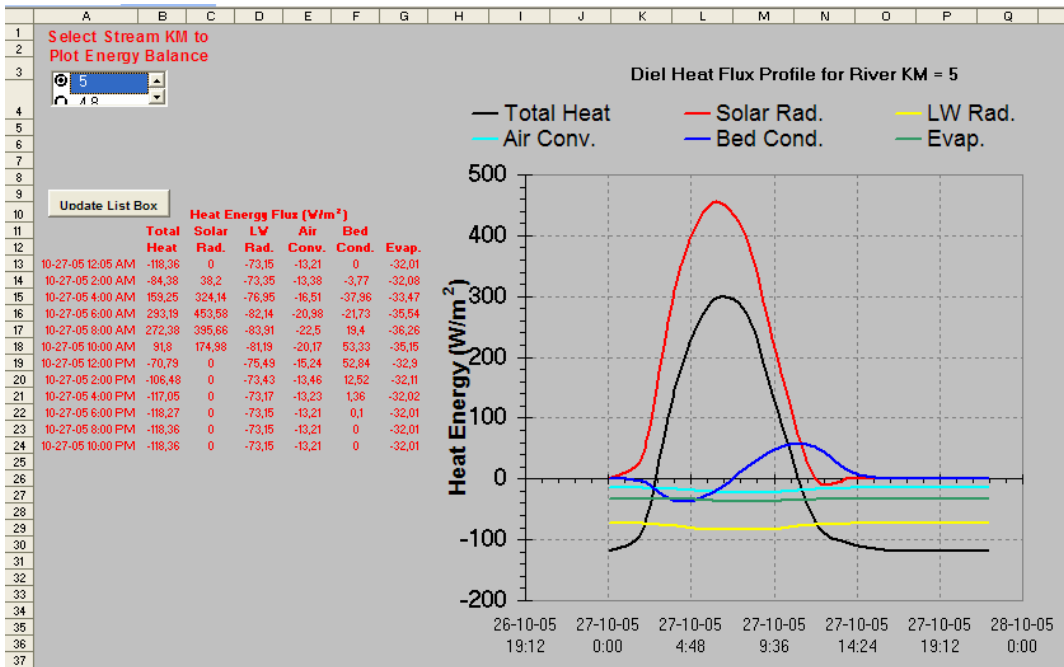


Figura 7.10- Fluxo de energia térmica para o Km = 5 (Simulação 2, velocidade do vento = 1 m/s)

- Para velocidade do vento = 4 m/s

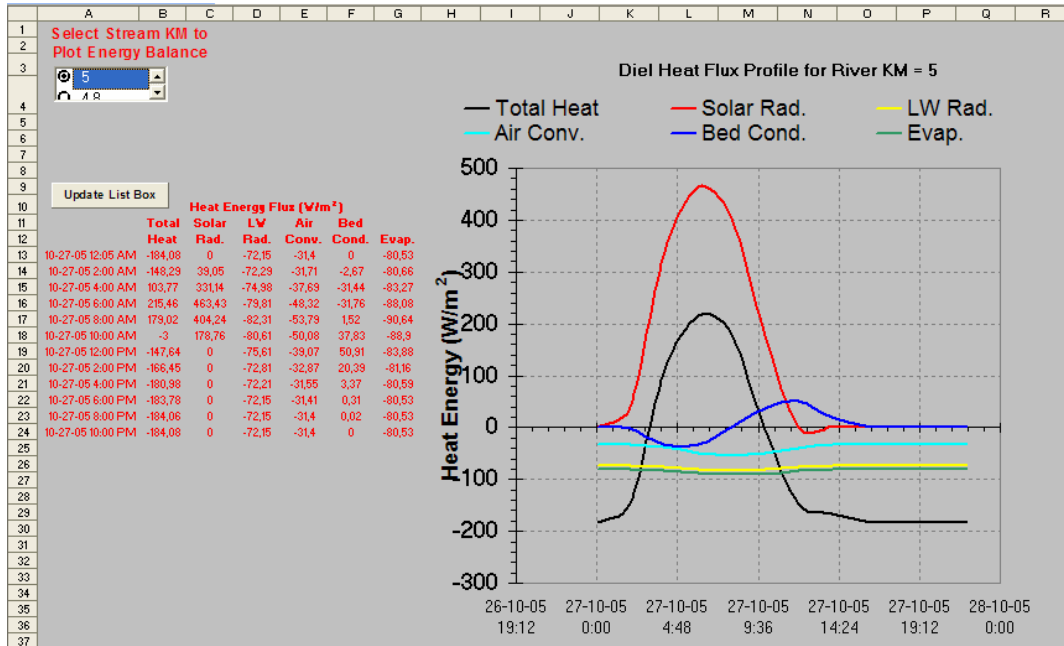


Figura 7.11- Fluxo de energia térmica para o Km = 5 (Simulação 2, velocidade do vento = 4 m/s)

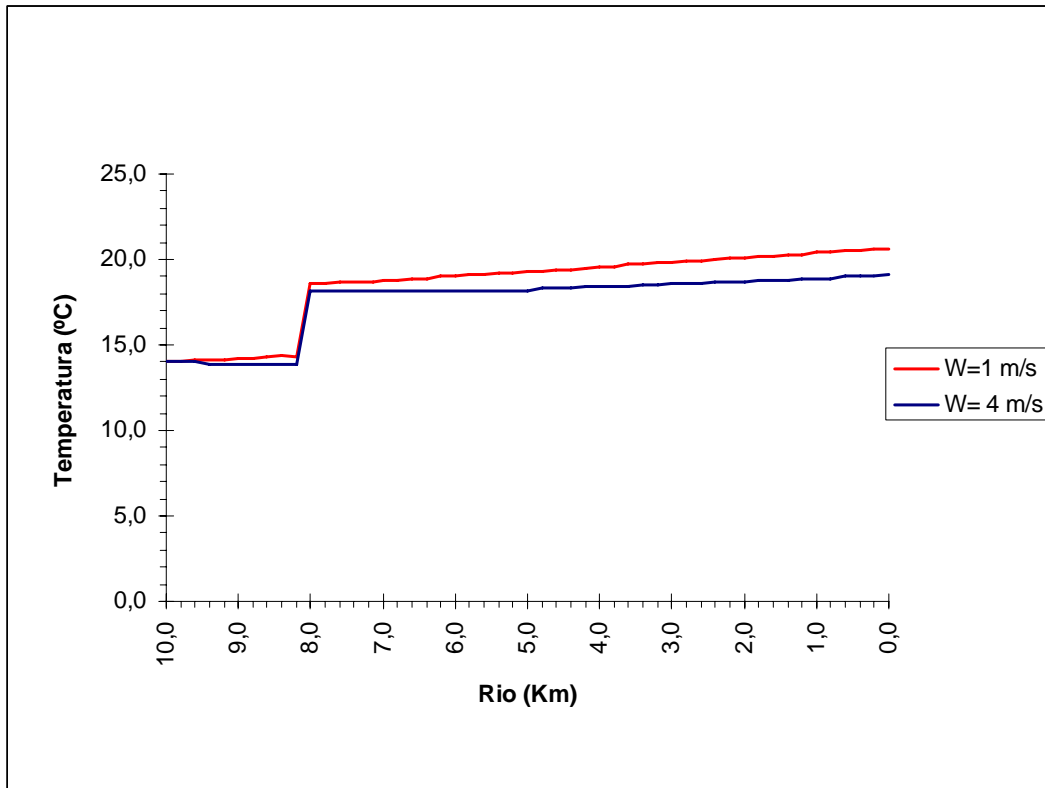


Figura 7.12- Variação da temperatura longitudinal de um rio com a velocidade do vento (Taxa de Evaporação pelo método de transferência de massa)

7.7.2 CÁLCULO DOS FLUXOS DE ENERGIA TÉRMICA NO MEIO HÍDRICO SOB A ACÇÃO DO VENTO (SIMULAÇÃO 8)

Todas as condições se mantêm iguais às da secção anterior (7.7.1), excepto o método da taxa de Evaporação, que neste caso será o método *José Sousa*, que propõe a seguinte equação para a função vento:

$$f(W) = 3.268 \times 10^{-9} \times (T - T_a)^{1/3} + 1.18 \times 10^{-8} \times W \times \ln\left(\frac{T}{T_a}\right)$$

Pelo que os parâmetros **a** e **b**, a introduzir na figura 7.13 serão os indicados na equação anterior, $a = 3.268 \times 10^{-9}$ e $b = 1.18 \times 10^{-8}$.

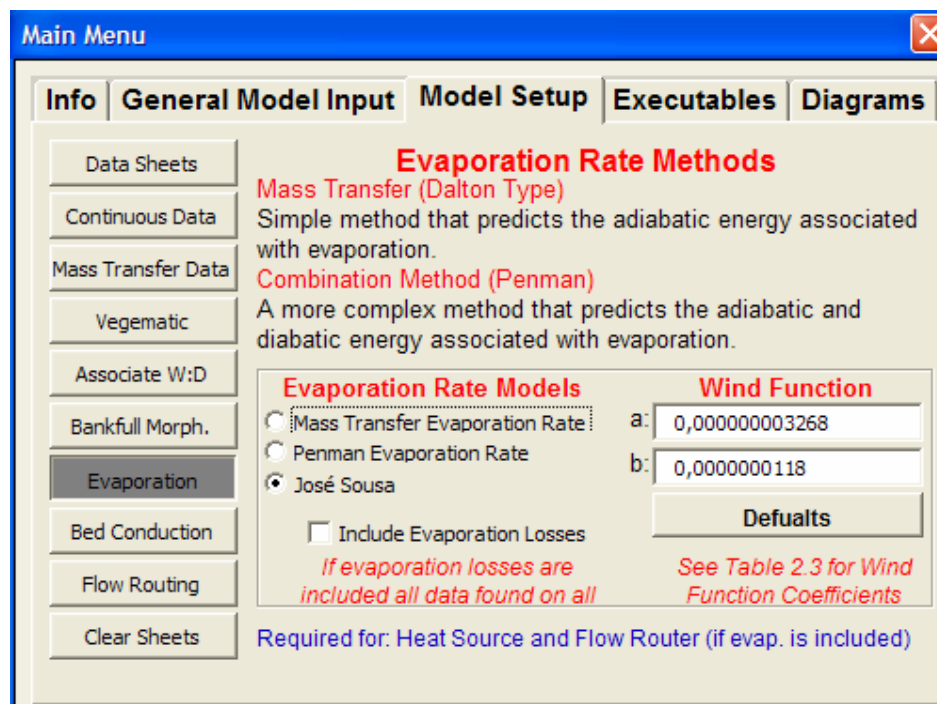


Figura 7.13- Taxa de evaporação pelo método *José Sousa*

- Para velocidade do vento = 1 m/s

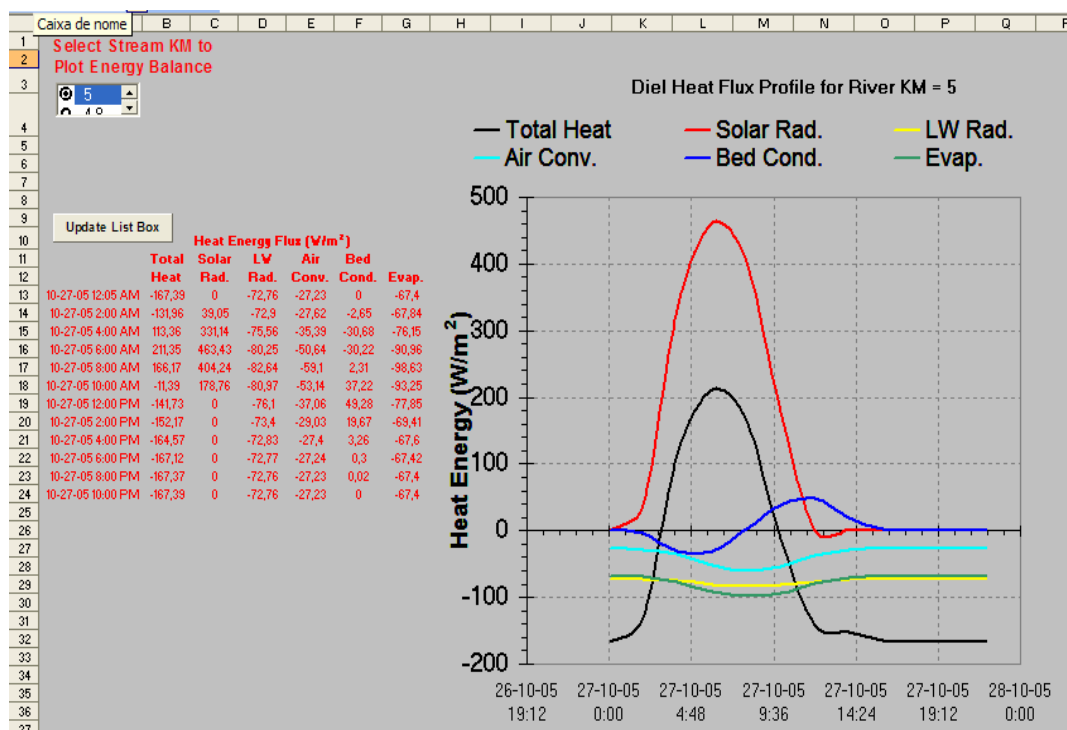


Figura 7.14- Fluxo de energia térmica para o Km = 5 (Simulação 8, velocidade do vento = 1 m/s)

- Para velocidade do vento = 4 m/s

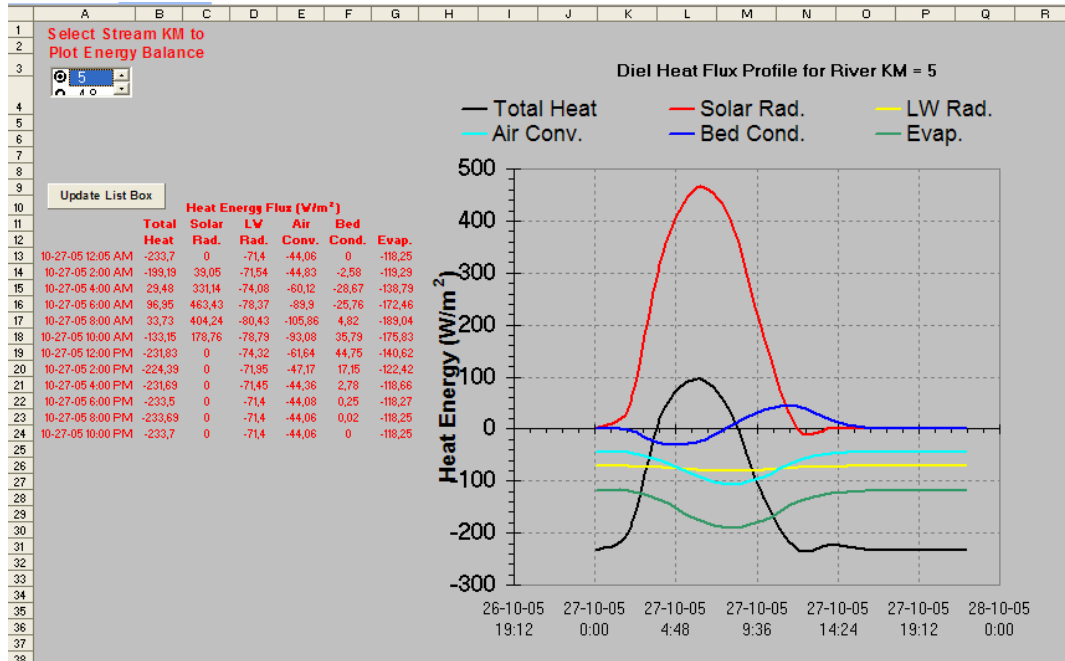


Figura 7.15- Fluxo de energia térmica para o Km = 5 (Simulação 8, velocidade do vento = 4 m/s)

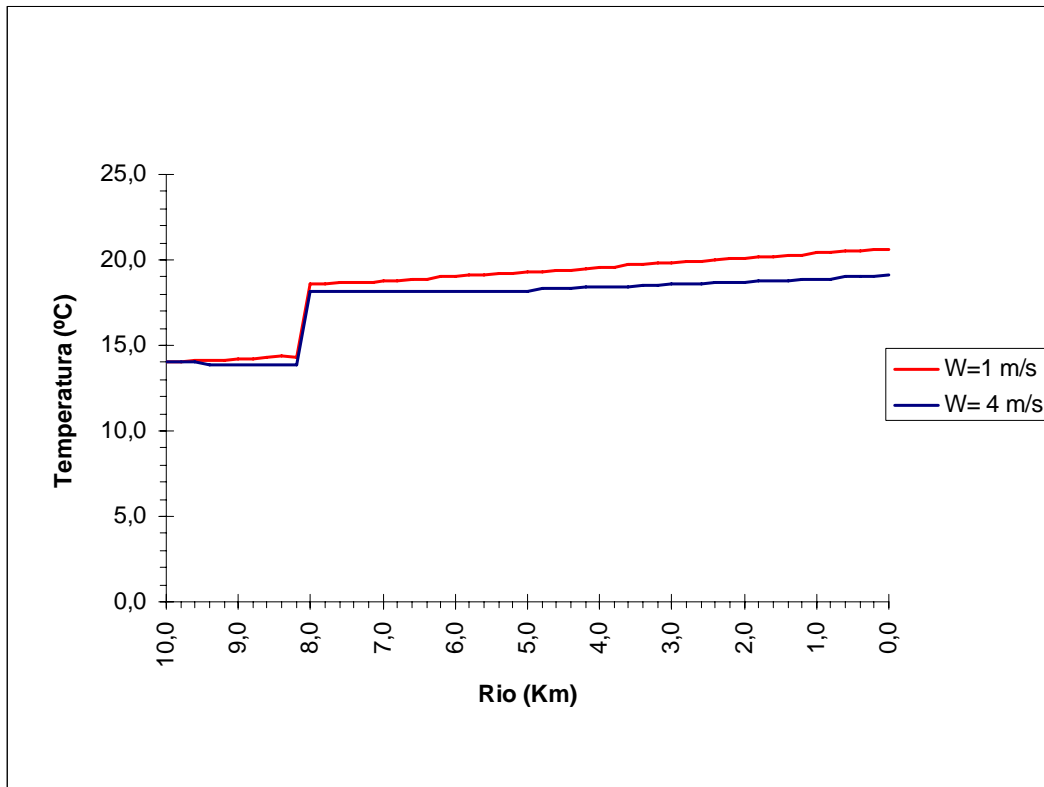


Figura 7.16- Variação da temperatura longitudinal de um rio com a velocidade do vento (Taxa de Evaporação pelo método José Sousa)

8 EXEMPLO DE SIMULAÇÃO COM O PROGRAMA CORMIX 3

Cormix 3 (*Cornell **M**ixing Zone Expert System, Subsystem 3*) é uma *ferramenta* que facilita a análise e previsão do efeito de descargas superficiais densimetricamente neutras ou *leves*, isto é, descargas que não atingem logo o fundo do meio hídrico onde são lançadas. Com o Cormix 3 pode-se prever a trajectória, a diluição e a geometria de vários tipos de descargas superficiais, sendo fornecidas também descrições qualitativas do escoamento, dando ao utilizador imagens dos efeitos da mistura que ocorre entre o efluente e o meio hídrico.

8.1 ESTRUTURA DO PROGRAMA CORMIX 3

Esta secção fornece uma descrição geral sobre a estrutura do programa Cormix.3.

A secção 8.1.1 descreve alguns comentários gerais sobre a linguagem e a estrutura do sistema. A secção 8.1.2 faz a descrição dos elementos que fazem parte do Cormix 3 em separado.

8.1.1 DESCRIÇÃO E COMENTÁRIOS GERAIS

O programa Cormix usa duas linguagens de programação VP-Expert (Paperback Software, Inc.) e Fortran. O VP-Expert é um sistema usado para construir a base de conhecimentos, eficiente na colecção de dados e programação lógica.. É usado para a recolha dos dados de entrada “inputs” e na classificação do escoamento. Todavia o VP-Expert é pobre na sua performance em cálculos matemáticos e por causa disso é usado o Fortran para efectuar a simulação numérica.

8.1.2 ELEMENTOS BASE DO SISTEMA CORMIX

A figura 8.1 mostra toda a estrutura do Cormix 3, o qual é constituído por cinco elementos base, DATIN3, PARAM3, CLASS3, HYDRO3 e SUM3.

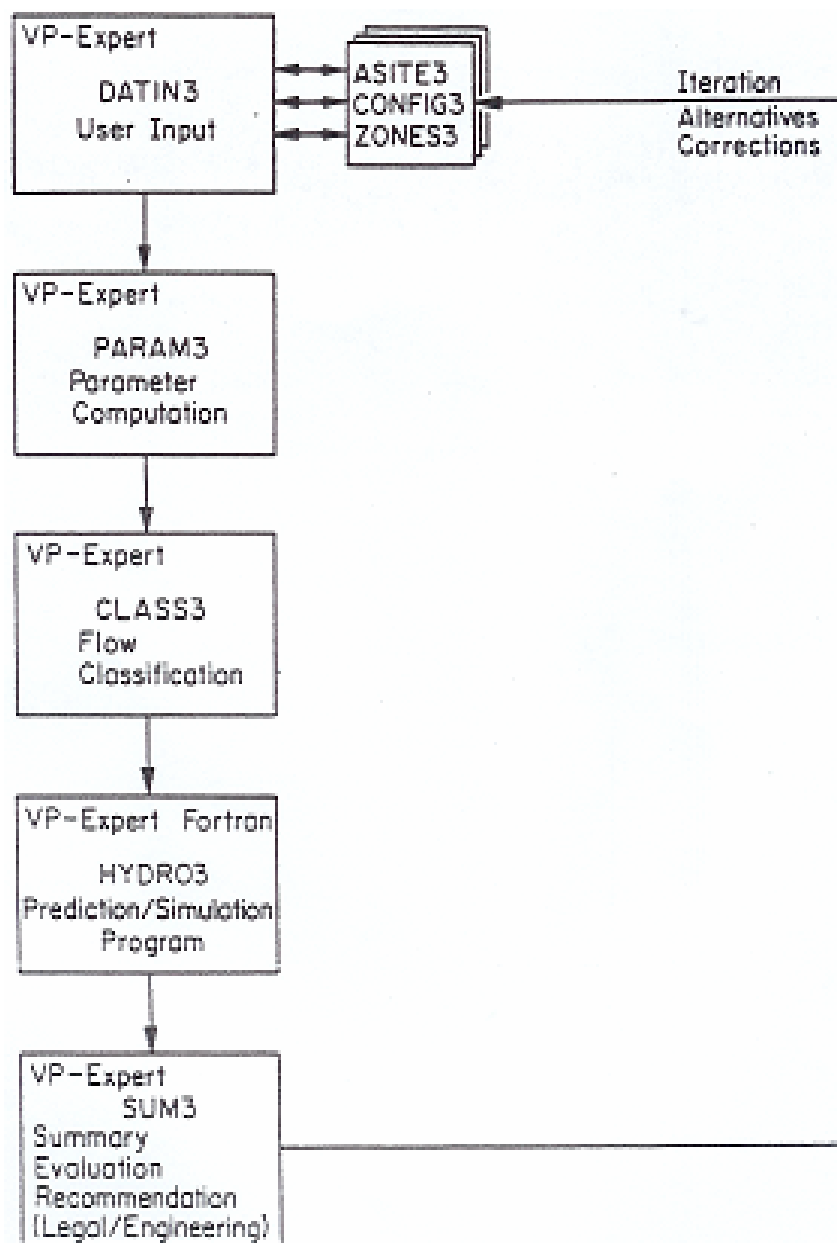


Figura 8.1- Estrutura do Cormix 3

► **DATIN3** recolhe todos os dados de entrada (“inputs”) fornecidos pelo utilizador, sendo dividido em três segmentos, ASITE3, CONFIG3 e ZONES3.

♦ ASITE3, recolhe a informação do local e caso em estudo, para dar um nome na execução do programa em DOS, sobre o qual todos os ficheiros de resultados são gravados.

♦ CONFIG3 recolhe dados a cerca da geometria e condições do escoamento do meio hídrico e canal de descarga do efluente.

♦ ZONES3 recolhe informações sobre parâmetros legais (*fixados por lei*) das zonas de mistura e de diluição tóxica e da região de interesse especificada.

► **PARAM3**, calcula os parâmetros físicos necessários para classificar o escoamento e efectuar a performance (“indicar o caminho”) da simulação hidrodinâmica. As escalas de comprimentos calculadas são depois usadas no elemento seguinte CLASS3 para classificar o escoamento.

► **CLASS3** classifica o escoamento de acordo com as características da descarga e do meio hídrico, as quais são calculadas pelas escalas de comprimentos determinadas no elemento anterior.

► **HYDRO3** simplifica as ligações deste sistema (VP-Expert) à simulação hidrodinâmica em linguagem Fortran.

► **SUM3**, sumariza os resultados da análise.

Este programa computacional Cormix 3 (é um programa comercial) é bastante útil para efectuar o estudo de descargas de água quente, em meio hídrico num campo próximo, ou seja, próximo da descarga, porque aí os fenómenos de dispersão e mistura são muito mais relevantes que a transferência de energia à superfície. Mas num campo mais afastado do local da descarga esses fenómenos são menos relevantes que a transferência de energia à superfície (radiação solar, evaporação e convecção).

É neste ponto que o programa é mais “*fraco*”, porque não tem em conta a radiação solar. A transferência de energia à superfície ar/água apenas é calculada tendo em conta um coeficiente de transferência de calor (tabela 1.1).

8.2 INTRODUÇÃO DOS DADOS NO PROGRAMA CORMIX 3

Na presente secção pretende-se determinar qual o tipo de descarga das águas térmicas que mais se assemelha ao nosso problema (no Heat Source V_7.1_Pt, esta questão não se coloca). Serão efectuadas três simulações com três configurações de descargas superficiais (fig. 8.2), tendo em atenção os parâmetros de descarga (fig. 8.3).

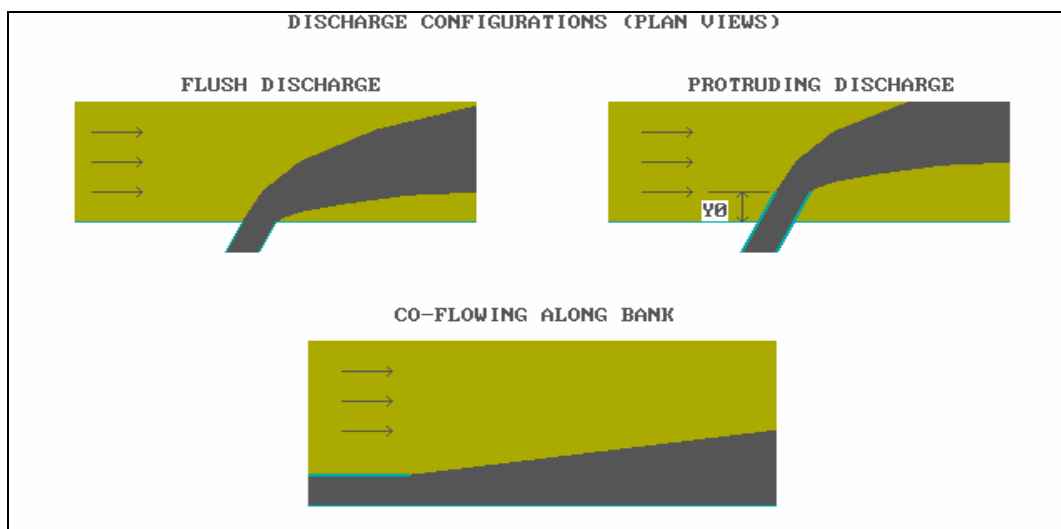


Figura 8.2- Configurações de descargas

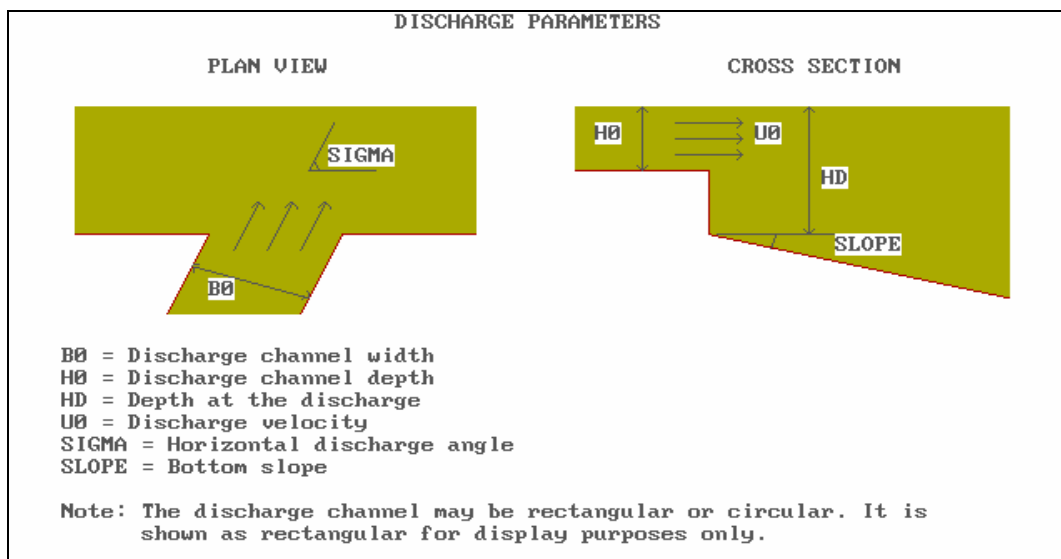


Figura 8.3- Parâmetros de descarga

Todos os dados introduzidos para efectuar as três simulações se encontram nas listas abaixo indicadas, enquanto os resultados se encontram no anexo B.

CORMIX--CORNELL MIXING ZONE EXPERT SYSTEM--Version 3.00-3.20									
SITE Name _____		SIM1_____		Date: _____					
Design CASE _____		SIM1_____		Prepared by: José Manuel Sousa					
DOS FILE NAME _____		SIM1_____		(w/o extension)					
AMBIENT DATA:									
Water body depth		0.76 m		Water body is		<u>bounded/unbounded</u>			
Depth at discharge		0.76 m		<u>If bounded:</u> Width		6 m			
<u>If steady:</u> Ambient flowrate		1.26 m ³ /s		or:		<u>Ambient velocity</u> _____		_____ m/s	
<u>If tidal:</u> Tidal period		_____ hr		Max. tidal velocity		_____ m/s			
At time _____ hr		<u>before/at/after</u> slack:		Tidal velocity at this time		_____ m/s			
Manning's n		0.0268		or:		Darcy-Weisbach f		_____	
Wind speed		1 m/s							
Density data:									
Water body is		<u>fresh/salt water</u>		UNITS: Density...kg/m ³ / Temperature... °C					
<u>If uniform:</u>				If fresh: Specify as		<u>density/temp.</u> values			
				Average density/temp.		14			
<u>If stratified:</u>									
Stratification type		<u>A/B/C</u>		Density/temp. at surface		_____			
If B/C: Pycnocline height		_____ m		Density/temp. at bottom		_____			
				If C: Density/temp. jump		_____			
DISCHARGE DATA:									
Specify geometry for CORMIX1 or 2 or 3									
SUBMERGED SINGLE PORT DISCHARGE -- CORMIX1									
Nearest bank is on		<u>left/right</u>		Distance to nearest bank		_____ m			
Vertical angle THETA		_____ °		Horizontal angle SIGMA		_____ °			
Port diameter		_____ m		or:		Port area		_____ m ²	
Port height		_____ m							
SUBMERGED MULTIPOINT DIFFUSER DISCHARGE -- CORMIX2									
Nearest bank is on		<u>left/right</u>		Distance to one endpoint		_____ m			
Diffuser length		_____ m		to other endpoint		_____ m			
Total number of openings		_____ m		Port height		_____ m			
Port diameter		_____ m		with contraction ratio		_____			
Diffuser arrangement/type		<u>unidirectional / staged / alternating or vertical</u>							
Alignment angle GAMMA		_____ °		Horizontal angle SIGMA		_____ °			
Vertical angle THETA		_____ °		Relative orientation BETA		_____ °			
BUOYANT SURFACE DISCHARGE -- CORMIX3									
Discharge located on		<u>left/right</u> bank		Configuration		<u>flush/protruding/co-flowing</u>			
Horizontal angle SIGMA		90 °		<u>If protruding:</u> Dist. from bank		_____ m			
Depth at discharge		0.76 m		Bottom slope		0 °			
<u>If rectangular</u> Width		0.5 m		or:		<u>If circular</u> Diameter		_____ m	
<u>discharge channel:</u> Depth		_0.5 m		<u>pipe:</u> Bottom invert depth		_____ m			
Effluent: Flow rate									
0.25 m ³ /s		or:		<u>Effluent velocity</u> _____		_____ m/s			
<u>Effluent density</u> _____		_____ kg/m ³ or:		Effluent temperature		30 °C			
Heated discharge?		<u>yes/no</u>		If yes: Heat loss coefficient		12 W/m ² , °C			
Concentration units		_____		Effluent concentration		16 °C			
Conservative substance?		<u>yes/no</u>		If no: Decay coefficient		_____ /day			
MIXING ZONE DATA:									
Is effluent toxic?		<u>yes/no</u>		If yes: CMC _____		CCC _____			
WQ stand./conventional poll.?		<u>yes/no</u>		If yes: value of standard		_____			
Any mixing zone specified?		<u>yes/no</u>		If yes: distance _____ m		or width _____		% or m ²	
						or area _____		% or m ²	
Region of interest		10000 m		Grid intervals for display		5			

CHECKLIST FOR DATA PREPARATION (SIM2 Configuração: Co-Flowing Along Bank Discharge)

CORMIX--CORNELL MIXING ZONE EXPERT SYSTEM--Version 3.00-3.20					
SITE Name _____ SIM2 _____		Date: _____			
Design CASE _____ SIM2 _____		Prepared by: José Manuel Sousa			
DOS FILE NAME _____ SIM2 _____		(w/o extension)			
AMBIENT DATA:					
Water body depth	0.76 m	Water body is	<u>bounded/unbounded</u>		
Depth at discharge	0.76 m	If bounded: Width	6 m		
If steady: Ambient flowrate	1.26 m ³ /s	or: Ambient velocity	_____ m/s		
If tidal: Tidal period	_____ hr	Max. tidal velocity	_____ m/s		
At time _____ hr	before/at/after	slack:	Tidal velocity at this time	_____ m/s	
Manning's n	0.0268	or:	Darcy-Weisbach f	_____	
Wind speed	1 m/s				
Density data:					
Water body is	<u>fresh/salt water</u>	UNITS: Density... kg/m ³	/ Temperature... °C		
If uniform:		If fresh: Specify as	<u>density/temp.</u> values		
		Average density/temp.	14		
If stratified:					
Stratification type	<u>A/B/C</u>		Density/temp. at surface	_____	
If B/C: Pycnocline height	_____ m		Density/temp. at bottom	_____	
		If C: Density/temp. jump	_____		
DISCHARGE DATA:					
Specify geometry for CORMIX1 or 2 or 3					
SUBMERGED SINGLE PORT DISCHARGE -- CORMIX1					
Nearest bank is on	<u>left/right</u>	Distance to nearest bank	_____ m		
Vertical angle THETA	_____ °	Horizontal angle SIGMA	_____ °		
Port diameter	_____ m	or: Port area	_____ m ²		
Port height	_____ m				
SUBMERGED MULTI-PORT DIFFUSER DISCHARGE -- CORMIX2					
Nearest bank is on	<u>left/right</u>	Distance to one endpoint	_____ m		
Diffuser length	_____ m	to other endpoint	_____ m		
Total number of openings	_____ m	Port height	_____ m		
Port diameter	_____ m	with contraction ratio	_____		
Diffuser arrangement/type	<u>unidirectional / staged / alternating or vertical</u>				
Alignment angle GAMMA	_____ °	Horizontal angle SIGMA	_____ °		
Vertical angle THETA	_____ °	Relative orientation BETA	_____ °		
BUOYANT SURFACE DISCHARGE -- CORMIX3					
Discharge located on	<u>left/right</u> bank	Configuration	<u>flush/protruding/co-flowing</u>		
Horizontal angle SIGMA	90 °	If protruding: Dist. from bank	_____ m		
Depth at discharge	0.76 m	Bottom slope	0 °		
If rectangular Width	0.5 m	or: If circular Diameter	_____ m		
discharge channel: Depth	_0.5 m	pipe: Bottom invert depth	_____ m		
Effluent:					
Flow rate	0.25 m ³ /s	or: Effluent velocity	_____ m/s		
Effluent density	_____ kg/m ³	or: Effluent temperature	30 °C		
Heated discharge?	<u>yes/no</u>	If yes: Heat loss coefficient	12 W/m ² , °C		
Concentration units	_____	Effluent concentration	16 °C		
Conservative substance?	<u>yes/no</u>	If no: Decay coefficient	_____ /day		
MIXING ZONE DATA:					
Is effluent toxic?	<u>yes/no</u>	If yes: CMC	_____	CCC	_____
WQ stand./conventional poll.?	<u>yes/no</u>	If yes: value of standard	_____		
Any mixing zone specified?	<u>yes/no</u>	If yes: distance	_____ m	or width	_____ % or m
		or area	_____ % or m ²		
Region of interest	10000 m	Grid intervals for display	5		

CHECKLIST FOR DATA PREPARATION (SIM3 Configuração: Protruding Discharge)

CORMIX--CORNELL MIXING ZONE EXPERT SYSTEM--Version 3.00-3.20			
SITE Name _____ <u>SIM3</u> _____		Date: _____	
Design CASE _____ <u>SIM3</u> _____		Prepared by: José Manuel Sousa	
DOS FILE NAME _____ <u>SIM3</u> _____		(w/o extension)	
AMBIENT DATA:			
Water body depth	<u>0.76 m</u>	Water body is	<u>bounded/unbounded</u>
Depth at discharge	<u>0.76 m</u>	If bounded: Width	<u>6 m</u>
If steady: Ambient flowrate	<u>1.26 m³/s</u>	or: Ambient velocity	_____ m/s
If tidal: Tidal period	_____ hr	Max. tidal velocity	_____ m/s
At time _____ hr	before/at/after slack:	Tidal velocity at this time	_____ m/s
Manning's n	<u>0.0268</u>	or: Darcy-Weisbach f	_____
Wind speed	<u>1 m/s</u>		
Density data:		UNITS: Density... kg/m ³ / Temperature... °C	
Water body is	<u>fresh/salt water</u>	If fresh: Specify as	<u>density/temp.</u> values
If uniform:		Average density/temp.	<u>14</u>
If stratified:		Density/temp. at surface _____	
Stratification type	<u>A/B/C</u>	Density/temp. at bottom _____	
If B/C: Pycnocline height	_____ m	If C: Density/temp. jump _____	
DISCHARGE DATA:		Specify geometry for CORMIX1 or 2 or 3	
SUBMERGED SINGLE PORT DISCHARGE -- CORMIX1			
Nearest bank is on	<u>left/right</u>	Distance to nearest bank	_____ m
Vertical angle THETA	_____ °	Horizontal angle SIGMA	_____ °
Port diameter	_____ m	or: Port area	_____ m ²
Port height	_____ m		
SUBMERGED MULTIPOINT DIFFUSER DISCHARGE -- CORMIX2			
Nearest bank is on	<u>left/right</u>	Distance to one endpoint	_____ m
Diffuser length	_____ m	to other endpoint	_____ m
Total number of openings	_____ m	Port height	_____ m
Port diameter	_____ m	with contraction ratio	_____
Diffuser arrangement/type	<u>unidirectional / staged / alternating or vertical</u>		
Alignment angle GAMMA	_____ °	Horizontal angle SIGMA	_____ °
Vertical angle THETA	_____ °	Relative orientation BETA	_____ °
BUOYANT SURFACE DISCHARGE -- CORMIX3			
Discharge located on	<u>left/right</u> bank	Configuration	<u>flush/protruding/co-flowing</u>
Horizontal angle SIGMA	<u>90</u> °	If protruding: Dist. from bank	<u>1</u> m
Depth at discharge	<u>0.76 m</u>	Bottom slope	<u>0</u> °
If rectangular Width	<u>0.5 m</u>	or: If circular Diameter	_____ m
discharge channel: Depth	<u>0.5 m</u>	pipe: Bottom invert depth	_____ m
Effluent: Flow rate	<u>0.25 m³/s</u>	or: Effluent velocity	_____ m/s
Effluent density	_____ kg/m ³	or: Effluent temperature	<u>30</u> °C
Heated discharge?	<u>yes/no</u>	If yes: Heat loss coefficient	<u>12 W/m²</u> , °C
Concentration units	_____	Effluent concentration	<u>16</u> °C
Conservative substance?	<u>yes/no</u>	If no: Decay coefficient	_____ /day
MIXING ZONE DATA:			
Is effluent toxic?	<u>yes/no</u>	If yes: CMC _____	CCC _____
WQ stand./conventional poll.?	<u>yes/no</u>	If yes: value of standard	_____
Any mixing zone specified?	<u>yes/no</u>	If yes: distance _____ m	or width _____ % or m
		or area	_____ % or m ²
Region of interest	<u>10000 m</u>	Grid intervals for display	<u>5</u>

8.3 OUTPUTS DO PROGRAMA CORMIX 3

Após a introdução dos parâmetros relativos à descarga e ao meio receptor no programa Cormix 3, este prossegue através do algoritmo da figura 8.1. Em adição à rotina do programa que fornece mensagens, são fornecidas durante a execução do programa (e visualizadas no monitor) informações qualitativas importantes à cerca do andamento da análise. Os três tipos de informações descritivas são: (a) mensagens descritivas, (b) resultados computacionais de escalas de comprimentos e (c) descrição das classes os tipos de jactos.

8.3.1 MENSAGENS DESCRITIVAS

Estas mensagens fornecem informação física que ajuda a compreender as razões lógicas empregadas pelo Cormix.

8.3.2 ESCALAS DE COMPRIMENTOS

O elemento PARAM3 calcula as chamadas “escalas de comprimentos” as quais representam uma importante medida à cerca da influência relativa de certos processos hidrodinâmicos na mistura do efluente com o meio receptor. Estes valores de “escalas de comprimentos” calculados são posteriormente usados no elemento CLASS, para identificar a classe de escoamento na qual a simulação hidráulica se baseia. As “escalas de comprimentos” representam a *chave* mais importante na metodologia usada pelo Cormix.

◇ Escala de caudal, L_Q

A escala de caudal limita a região em que a geometria inicial da descarga influencia as características do escoamento, sendo definida por:

$$L_Q = \frac{Q_0}{M_0^{1/2}} \quad (8.1)$$

◇ **Escala jacto/pluma, L_M**

A escala jacto/pluma pretende identificar a zona onde as forças de inércia prevalecem sobre as forças gravíticas. Para distâncias inferiores a L_M o comportamento assemelha-se a um jacto simples com uma mistura rápida. Para distâncias superiores aproxima-se da pluma, assistindo-se a uma forte expansão lateral. A escala jacto/pluma define-se por:

$$L_M = \frac{M_0^{3/4}}{J_0^{1/2}} \quad (8.2)$$

◇ **Escala jacto/corrente, L_m**

A escala jacto/corrente pretende identificar a zona onde as forças de inércia do jacto prevalecem sobre as forças exercidas pela corrente. Para distâncias da ordem de grandeza de L_m o jacto passa de pouco flectido a muito flectido.

A escala jacto/corrente é definida por:

$$L_m = \frac{M_0^{1/2}}{u_a} \quad (8.3)$$

◇ **Escala pluma/corrente, L_b**

A escala pluma/corrente, definida por

$$L_b = \frac{J_0}{u_a^3} \quad (8.4)$$

pretende definir a região onde os efeitos densimétricos sobrelevam a acção da corrente e está associada à penetração da pluma para montante.

Após a introdução dos dados, obtiveram-se os seguintes parâmetros e os correspondentes resultados (Todos iguais para as três simulações):

- ♦ Peso volúmico do Efluente: $\rho_0 = 995.6470 \text{ kg/m}^3$, $T = 30 \text{ }^\circ\text{C}$;
- ♦ Peso volúmico do Meio Hídrico: $\rho_a = 999.2460 \text{ kg/m}^3$, $T = 14 \text{ }^\circ\text{C}$;
- ♦ Fluxo volúmico da Descarga: $Q_0 = 0.25 \text{ m}^3/\text{s}$;
- ♦ Fluxo da Quantidade de Movimento da Descarga: $M_0 = 0.25 \text{ m}^4/\text{s}^2$;
- ♦ Fluxo cinemático do défice de peso da descarga: $J_0 = 0.08830 \text{ m}^4/\text{s}^3$;
- ♦ Aceleração da gravidade aparente $\left(\frac{\rho_a - \rho_e}{\rho_a} \times g \right)$: $g' = 0.03532 \text{ m/s}^2$.

O programa calcula igualmente os seguintes parâmetros adimensionais:

- ♦ Número Froude Densimétrico: $Fr = 7.52$, (com base na geometria da descarga);
- ♦ Número de Froude Densimétrico do Canal: $Fr_c = 7.52$, (com base nas dimensões do canal de descarga);
- ♦ Razão das velocidades: $R = U_e/U_a = 3,61$.

Finalmente, obtêm-se, a partir do programa, as seguintes escalas de comprimento:

- ♦ Escala de Comprimento da Descarga: $L_Q = 0.50 \text{ m}$;
- ♦ Escala de Comprimento Jacto/Escoamento ambiente: $L_m = 1.81 \text{ m}$;
- ♦ Escala de Comprimento Pluma/escoamento ambiente $L_b = 0.42 \text{ m}$;
- ♦ Escala de Comprimento de Transição Jacto-Pluma: $L_M = 3.76 \text{ m}$.

Notas: $M_0 = U_0 Q_0$, fluxo cinemático da quantidade de movimento;

$J_0 = g'_0 U_0$, fluxo cinemático do défice de peso;

$Q_0 = U_0 a_0$, fluxo volumétrico da fonte de descarga;

a_0 , área de secção transversal do canal do efluente;

U_0 , velocidade de descarga do efluente;

$g'_0 = g \frac{\rho_a - \rho_0}{\rho_a}$, aceleração aparente correspondente ao défice de peso na descarga.

8.3.3 CLASSIFICAÇÃO DOS JACTOS SUPERFICIAIS

A figura 8.4 mostra a grande diversidade de jactos superficiais, segundo a classificação proposta pelo Cormix 3. Na figura são definidos parâmetros C_i , utilizados para classificar os jactos em diversas classes. Esses parâmetros são definidos através das escalas de comprimentos.

Inicialmente, conforme o valor de C_1 , o escoamento será classificado como *jacto* ou como *pluma*. Seguidamente, para o caso dos jactos, consideram-se outros parâmetros que traduzem a influência da corrente ambiental e da profundidade do meio receptor, conduzindo a uma multiplicidade de situações.

Assim, é possível observar *jactos livres* FJ_1 e FJ_2 (free jets) com predominância do défice de peso ou da velocidade ambiental, respectivamente. FJ_3 é também *jacto livre*, mas agora com influência do fundo (meio receptor com pequena profundidade) e com um valor reduzido da velocidade ambiental.

Podem-se observar também *jactos aderentes à parede* (*shoreline attached jets*), devido à grande supremacia da velocidade ambiental relativamente à velocidade do jacto, obtendo-se SA_2 ou SA_1 , consoante haja, ou não influência do fundo.

No caso da corrente ser quase paralela à direcção de emissão do jacto, têm-se as configurações WJ_2 ou WJ_1 , *jactos de parede* (*wall jets*), distinguindo-se, mais uma vez, pela influência do fundo.

Se o comportamento for do tipo pluma, pode-se ter uma *pluma com intrusão para montante* PL_1 (*upstream intruding plume*) ou uma *pluma aderente à parede*, PL_2 (*shore-hugging plume*).

Figura 8.4- Classificação dos jactos superficiais flutuantes segundo o modelo Cormix 3

Para o caso em estudo obtiveram-se os seguintes tipos de classificação do escoamento:

Simulação 1: SA2

[illegible]

Simulação 2: WJ2

[illegible]

Simulação 3: SA2

[illegible]

Apresentam-se em anexo (B) os outputs do programa, para as três simulações.

8.3.4 APRESENTAÇÃO DE RESULTADOS GRÁFICOS COM O CORMIX

Para além dos parâmetros atrás mencionados o pós-processador do Cormix possibilita a obtenção de gráficos relativos às simulações descritas.

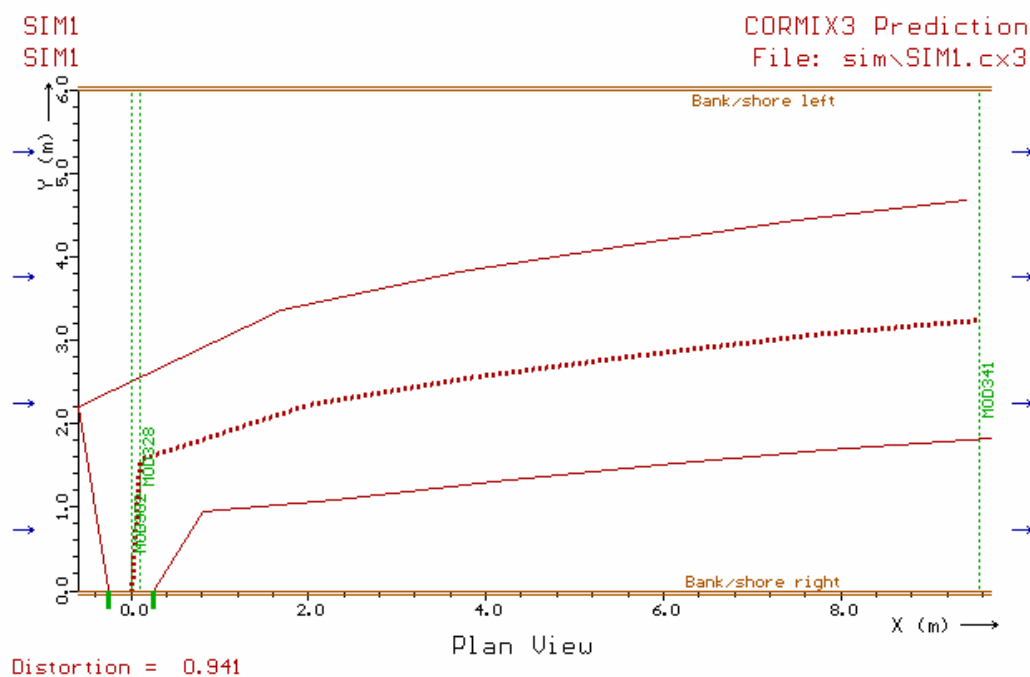


Figura 8.5-Vista em planta da trajetória da pluma para a simulação 1

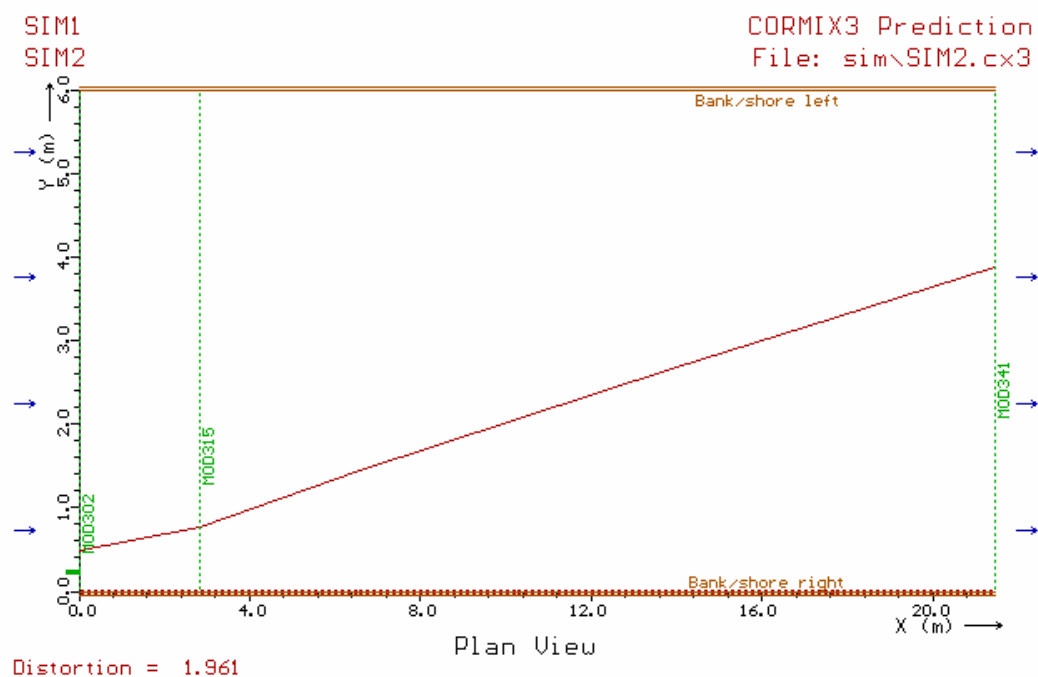


Figura 8.6- Vista em planta da trajetória da pluma para a simulação 2

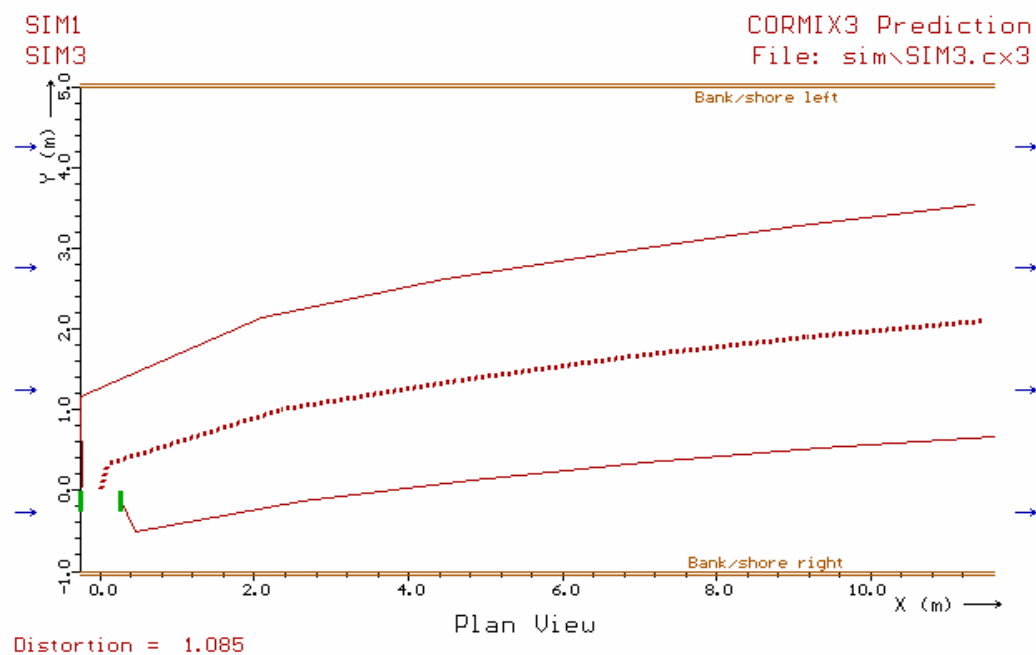


Figura 8.7- Vista em planta da trajetória da pluma para a simulação 3

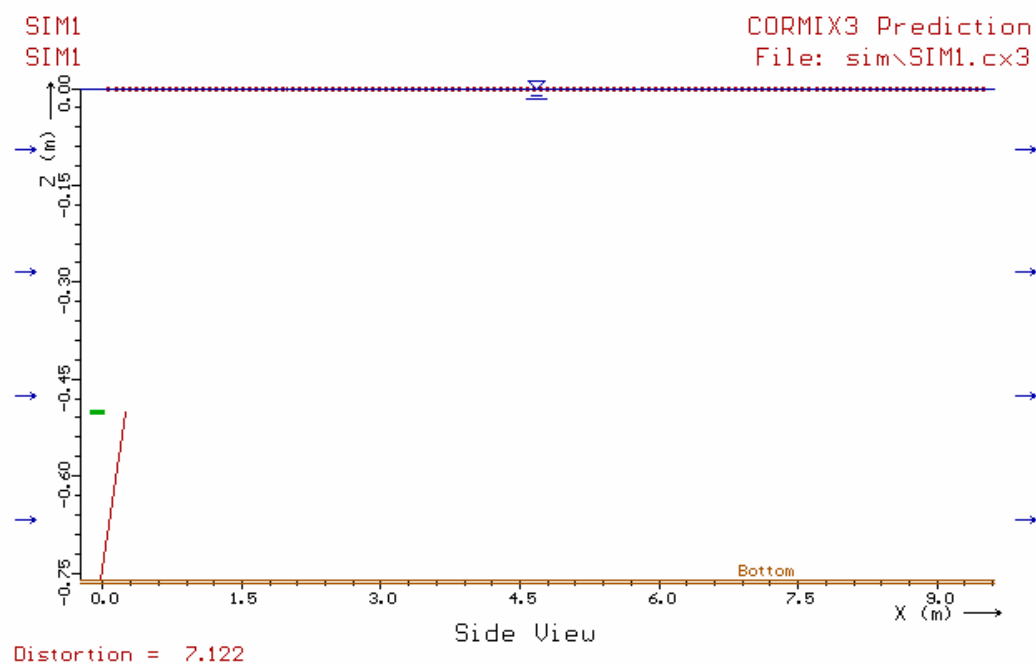


Figura 8.8- Vista lateral do escoamento para a simulação 1

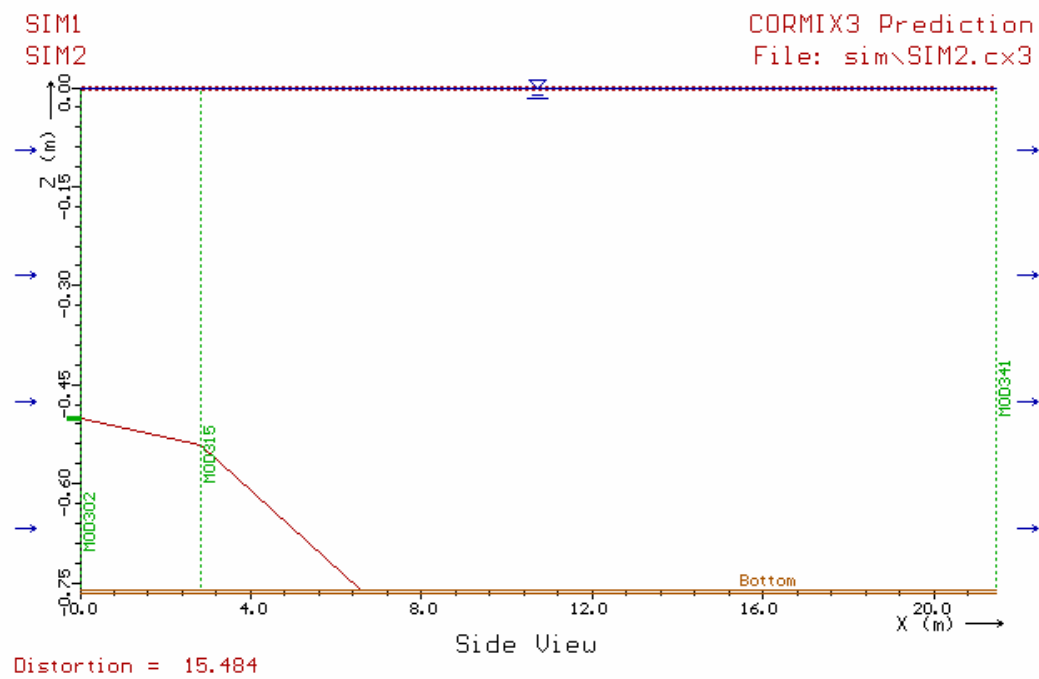


Figura 8.9- Vista lateral do escoamento para a simulação 2

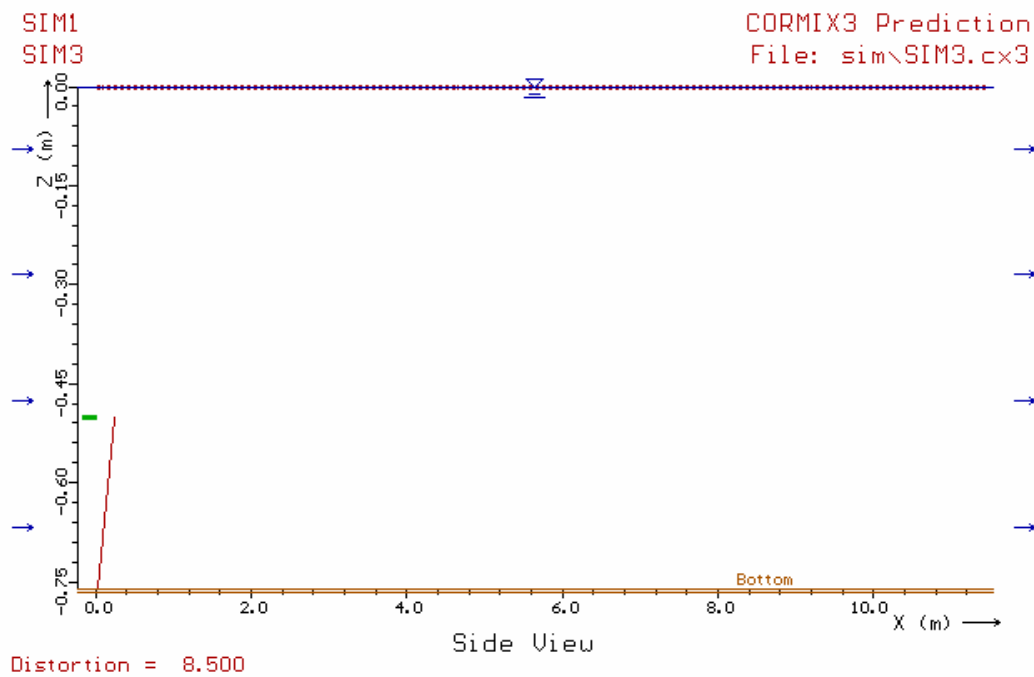


Figura 8.10- Vista lateral do escoamento para a simulação 3

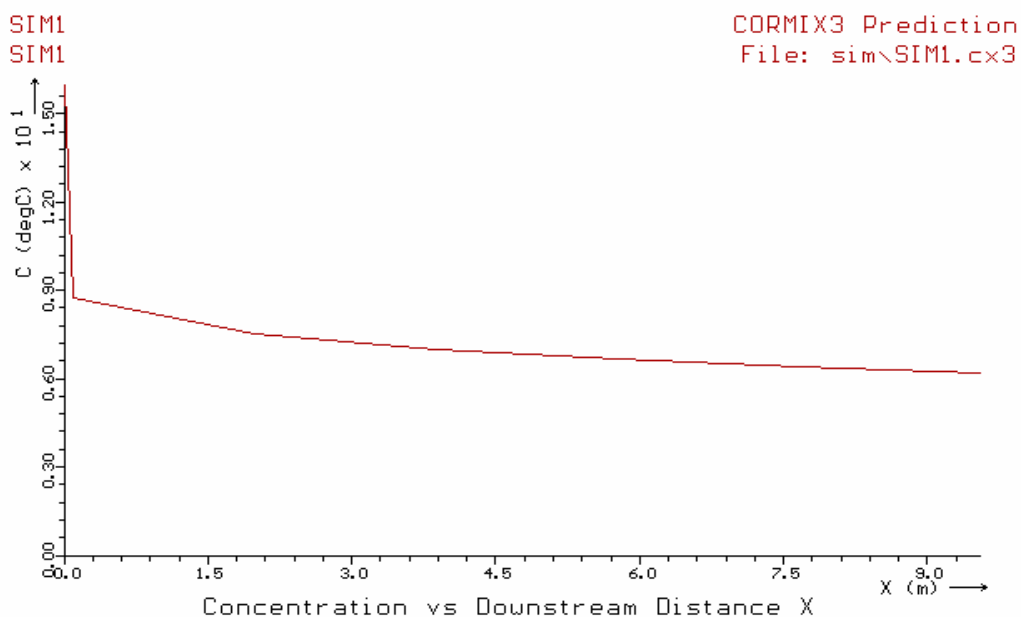


Figura 8.11- Variação do excesso de temperatura⁵ a jusante da descarga para a simulação 1, no campo próximo.

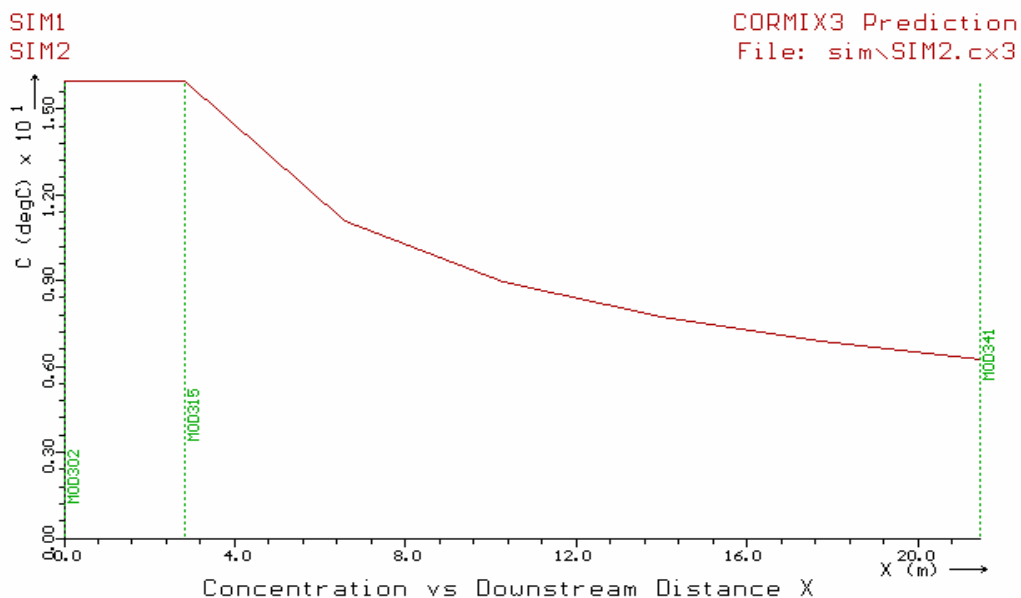


Figura 8.12- Variação do excesso de temperatura a jusante da descarga para a simulação 2 no campo próximo.

⁵ A variação do excesso de temperatura é definida por: $C = T_{\text{água}} - T_{\text{água ambiente}}$

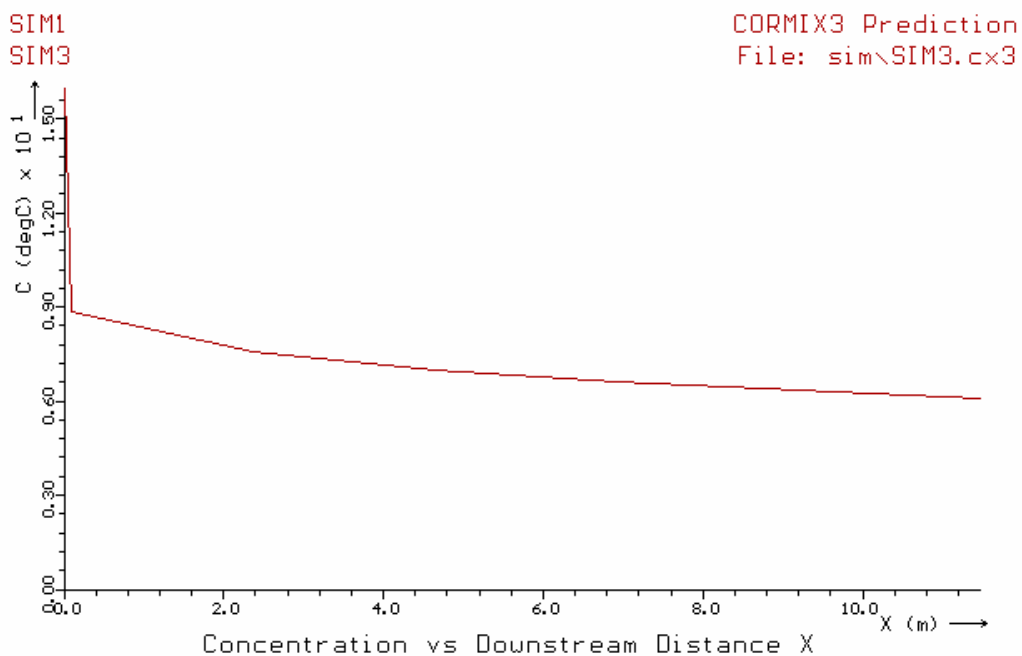


Figura 8.13- Variação do excesso de temperatura a jusante da descarga para a simulação 3 no campo próximo.

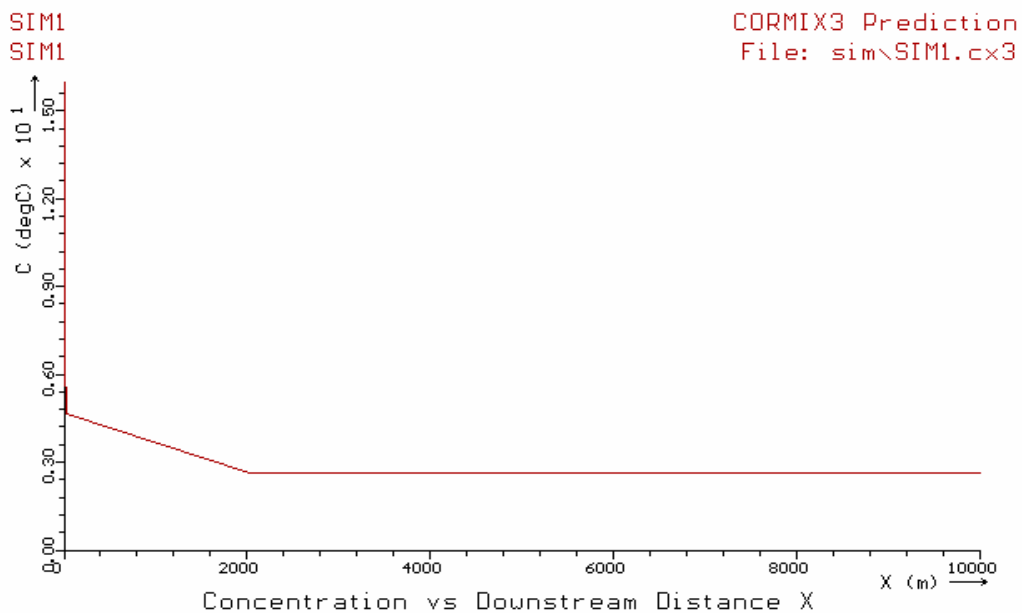


Figura 8.14- Variação do excesso de temperatura a jusante da descarga para a simulação 1 no campo afastado.

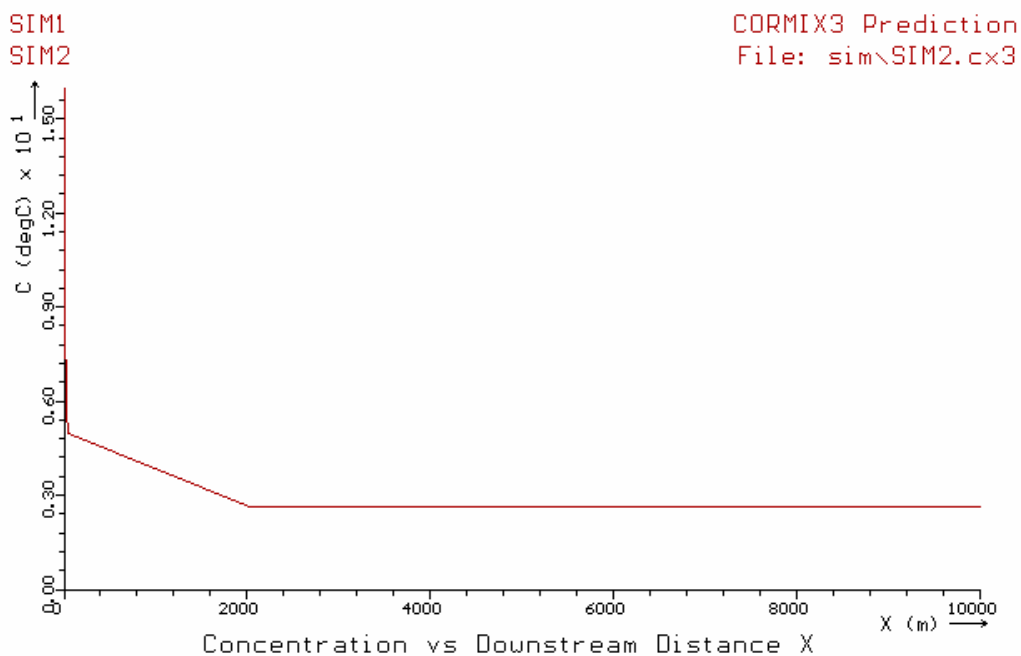


Figura 8.15- Variação do excesso de temperatura a jusante da descarga para a simulação 2 no campo afastado.

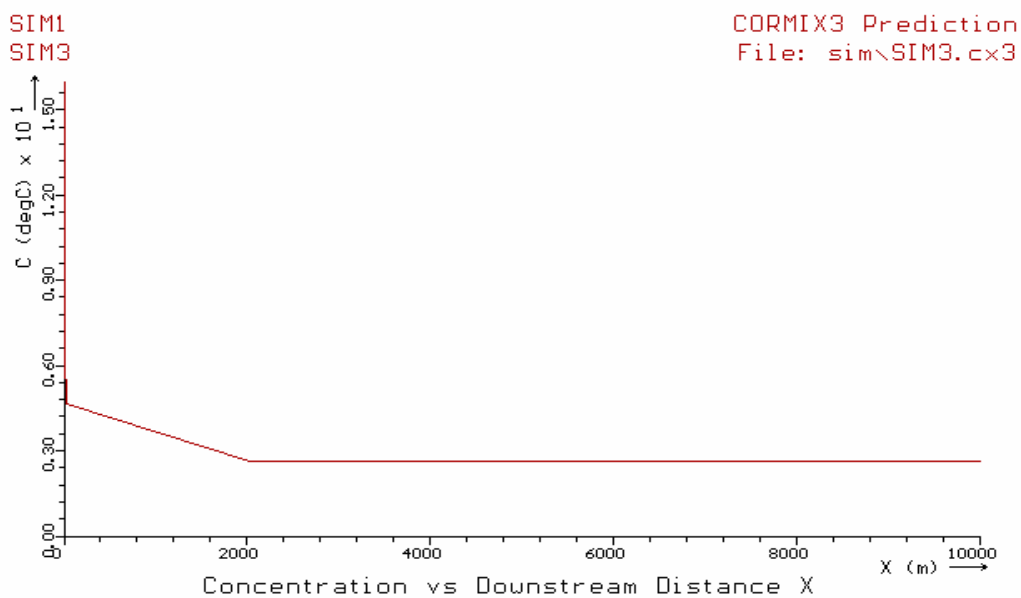


Figura 8.16- Variação do excesso de temperatura a jusante da descarga para a simulação 3 no campo afastado.

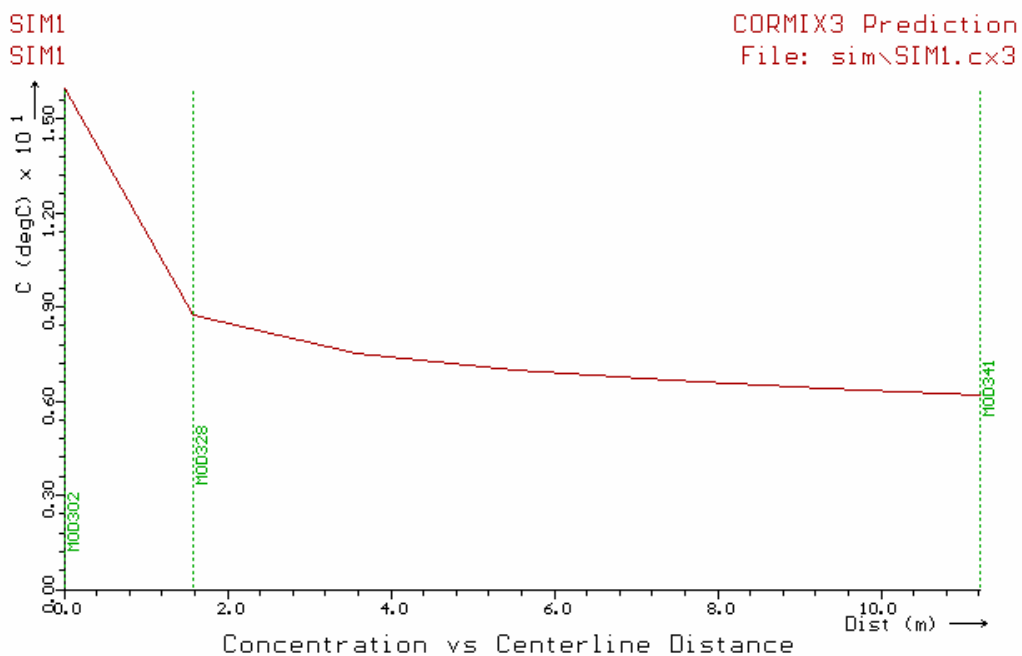


Figura 8.17-Variação do excesso de temperatura ao longo da linha central para a simulação 1.

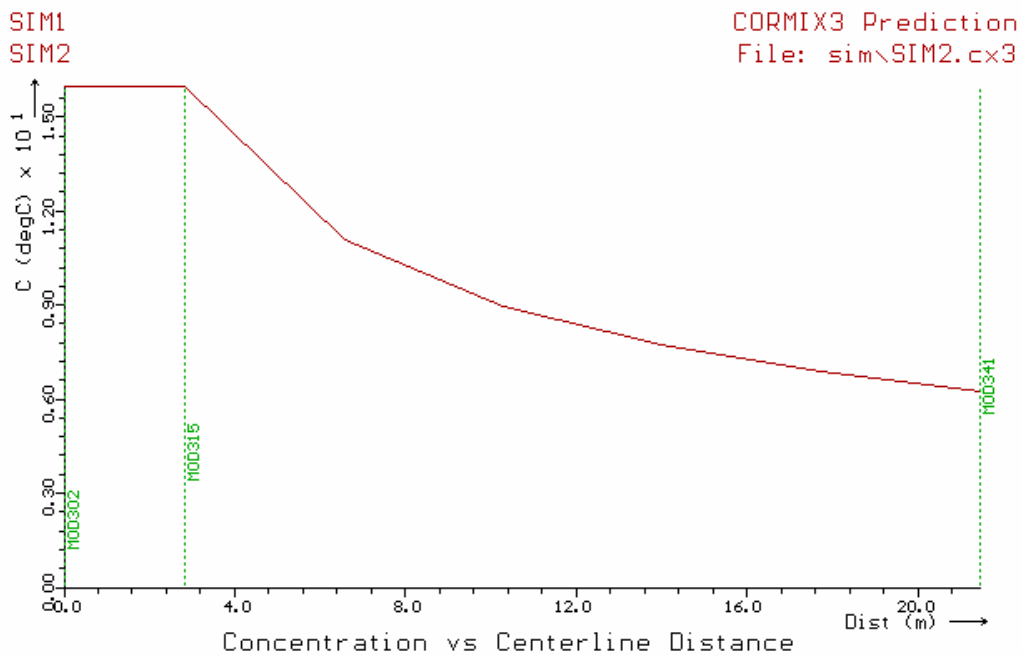


Figura 8.18- Variação do excesso de temperatura ao longo da linha central para a simulação 2

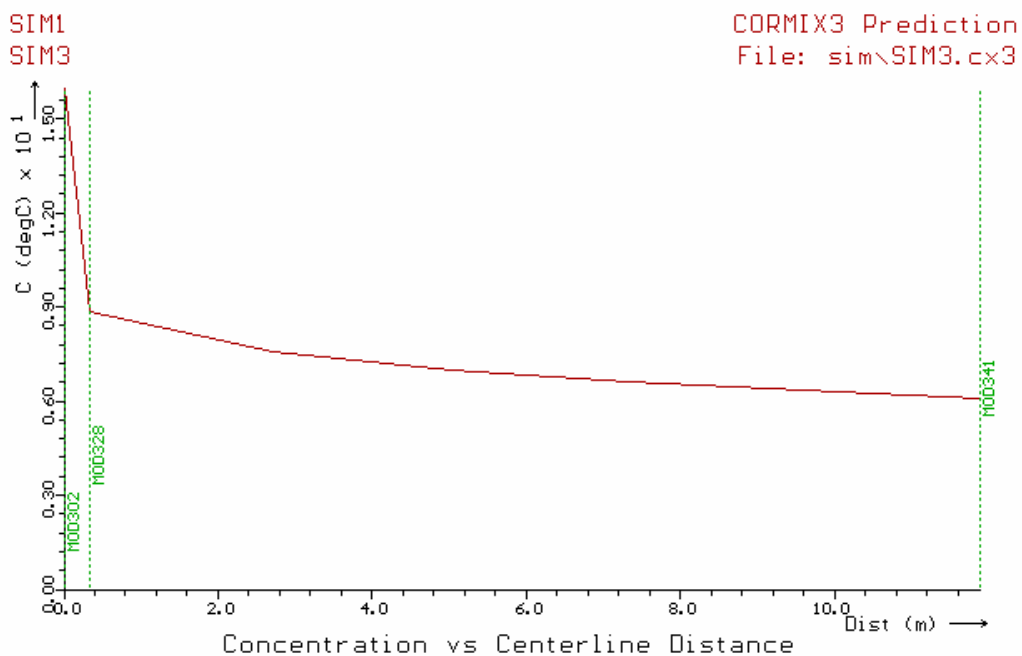


Figura 8.19- Variação do excesso de temperatura ao longo da linha central para a simulação 3

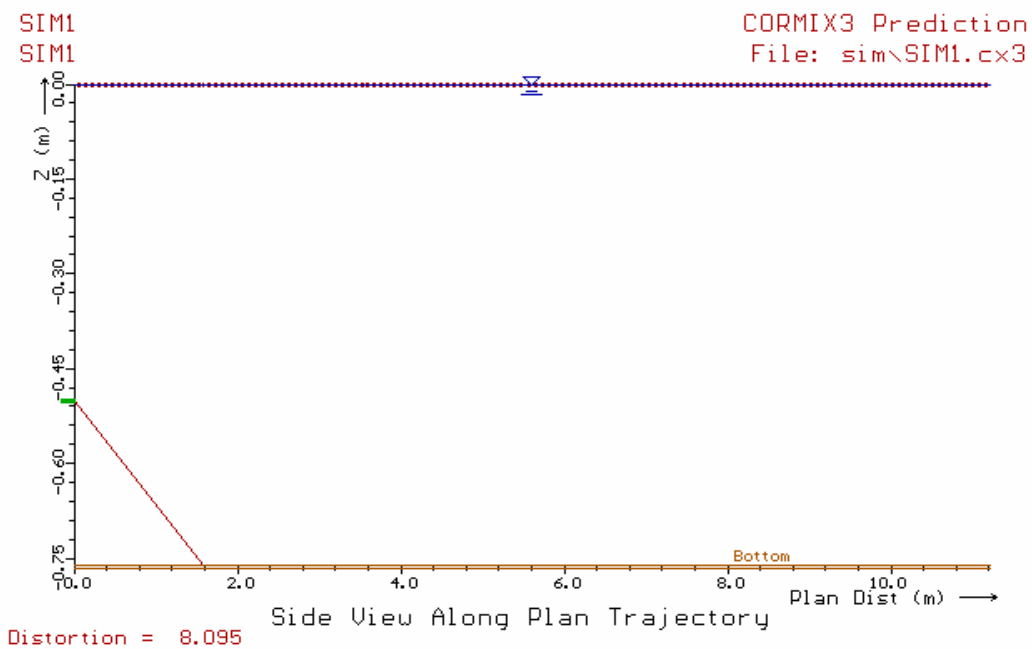


Figura 8.20- Vista lateral do escoamento ao longo da trajetória para simulação 1

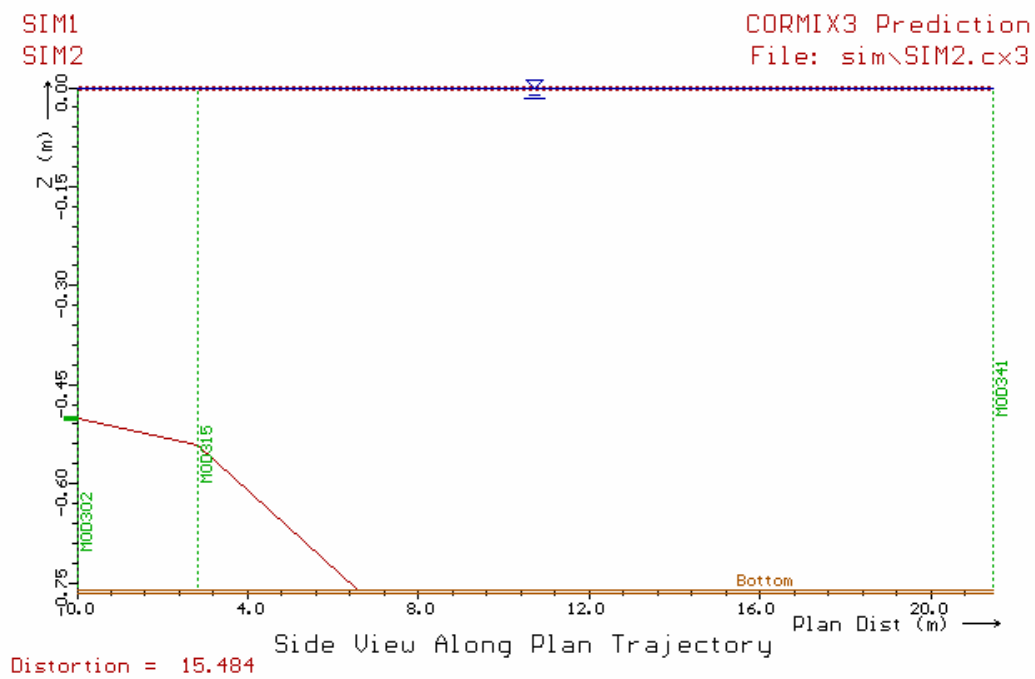


Figura 8.21- Vista lateral do escoamento ao longo da trajetória para simulação 2

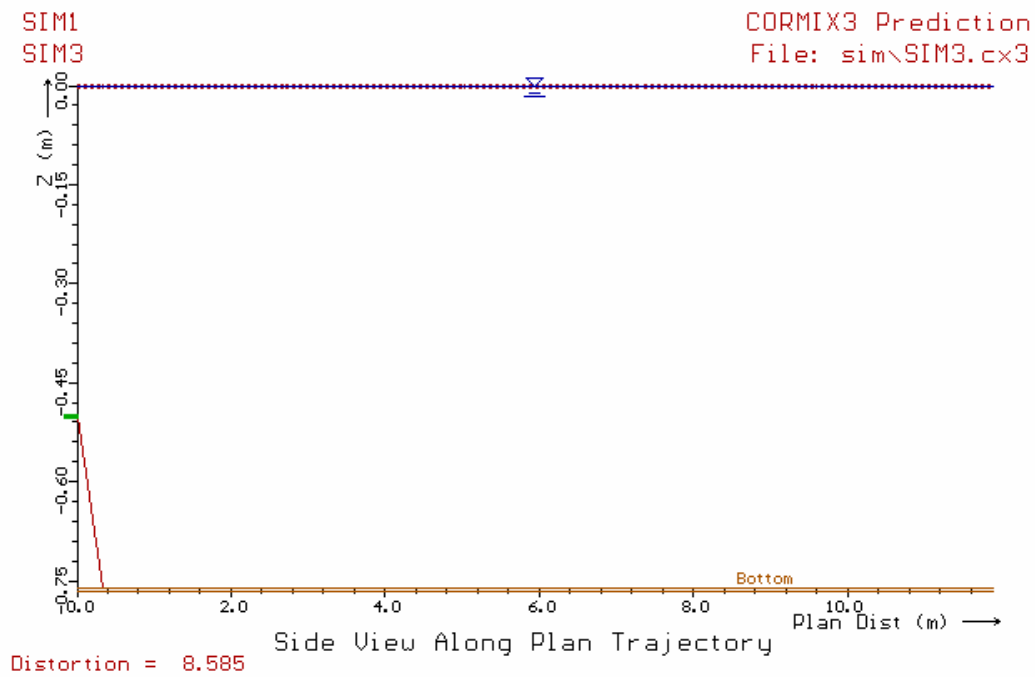


Figura 8.22- Vista lateral do escoamento ao longo da trajetória para simulação 3

8.4 ANÁLISE DE RESULTADOS COM O CORMIX 3

A massa volúmica do meio ambiente é ($T = 14^{\circ} \text{C}$, $\rho = 999,246 \text{ Kg/m}^3$) é superior à massa volúmica do efluente ($T = 30^{\circ} \text{C}$, $\rho = 995,647$). Por esse motivo geram-se flutuações densimétricas positivas, o que resulta na tendência do fluido efluente ascender no seio do fluido ambiente. Esse fenómeno não chega a ser observado nas figuras 8.9, 8.10 e 8.11, devido à pouca profundidade do meio receptor, o que faz com que o jacto efluente atinja de imediato esse mesmo fundo, formando-se assim um escoamento bidimensional.

As restantes figuras apresentadas na secção anterior, permitem “Visualizar” os fenómenos a seguir descritos, sendo desse modo possível perceber o significado físico dos diferentes parâmetros determinados.

As figuras 8.6, 8.7 e 8.8 apresentam a escala de transição Jacto/Pluma (assinalado a azul) em que podem ser definidos vários regimes no escoamento em estudo:

a) Jacto bidimensional não separado da margem, fracamente deflectido

A mistura existente é denominada pela quantidade de movimento inicial, causando uma dispersão quase constante tanto na direcção horizontal como na direcção vertical, sendo que a deflexão pela corrente é fraca. Este regime tende a ser muito reduzido ou mesmo inexistente em escoamentos não separados da margem fluvial, que é o caso do escoamento representado pela figura 8.10 (Simulação 2).

b) Jacto aderente fortemente deflectido (2-D)

Neste regime observa-se que a mistura é ainda dominada pela quantidade de movimento inicial, provocando uma dispersão relativamente constante nas duas direcções. No entanto, o escoamento é fortemente deflectido pela corrente ambiente e fica dinamicamente preso à margem. Observa-se, a existência de uma zona de recirculação entre o núcleo do escoamento e a margem.

c) Jacto aderente à parede fracamente deflectido (2-D)

Uma vez ocorrida a interacção do jacto com o fundo do meio hídrico o escoamento torna-se bidimensional. Sendo então a mistura dominada pela quantidade de movimento

inicial, causando uma dispersão quase constante tanto na direcção horizontal como vertical. Neste tipo de regime a corrente ambiente afecta muito pouco o escoamento, pois o que existe é uma continua interacção do escoamento com o fundo.

As figuras 8.6, 8.7 e 8.8 mostram que a pluma intercepta o fundo do meio hídrico, para as simulações 1 e 3 intercepta logo no ponto de descarga, devido à pouca profundidade do meio hídrico e também ao tipo de descarga, que é perpendicular à corrente. Para o caso da simulação 2 (figura 8.7) a pluma intercepta o fundo já a uma distância de 6,5 metros, devendo-se tal facto ao tipo de descarga, que é paralela à corrente.

As figuras 8.12 e 8.14 revelam que os perfis do excesso de temperatura (“concentração”) atingem aproximadamente metade do seu valor inicial praticamente no ponto de descarga (a uma distância aproximada de 0,10 metros).

A figura 8.13, que diz respeito ao tipo de descarga “Co-Flowing Along Bank” mostra que o excesso de temperatura do jacto permanece constante durante aproximadamente 3 metros, ao fim dos quais começa a diminuir, chegando a metade do seu valor inicial ao fim de 21 metros.

Quanto às figuras 8.15, 8.16 e 8.17 pode-se verificar que a temperatura vai decaindo até cerca dos 2.000 metros, permanecendo a partir desse ponto com um valor constante e igual a 16,25° C.

O modelo Cormix define o jacto como sendo do tipo SA2, tanto para a simulação 1 como para a 3. Esse tipo de jacto é definido pelo facto estar dinamicamente preso à margem, ao longo das margens existe uma zona de recirculação que atenuam a diluição. A penetração na corrente é reduzida devido à aderência e neste caso o escoamento ambiente não interfere com o campo próximo.

Para a simulação 2 o modelo Cormix define o jacto como sendo do tipo WJ2, uma vez que a descarga é paralela à margem no sentido para jusante, pelo que o jacto vai continuar preso à margem e praticamente não existe zona de recirculação próxima da descarga. A descarga interage com o fundo do meio receptor no campo próximo.

Supondo que o tipo de configuração da descarga do efluente ainda não estava definida, ou seja, ainda não estava construída. Então através dos resultados obtidos e às restantes considerações atrás mencionadas para os três tipos de configurações, podemos chegar à conclusão que o tipo de descarga a que menos se adapta ao caso em estudo é o da simulação 2 (“Co-Flowing Along Bank”) uma vez que a mistura inicial não é tão rápida como as outras duas simulações. Quanto às simulações 1 e 3 elas são bastante semelhantes,

optando-se pela simulação 1 (“Flush discharge”) por ser a que causará menos problemas, uma vez que não causa obstrução no meio hídrico.

9 EXEMPLO DE APLICAÇÃO DO PROGRAMA HEAT_SOURCE V_7.1_Pt EM CONJUNTO COM O PROGRAMA CORMIX 3

Como se viu em capítulos anteriores tanto o programa Cormix como o Heat _Source têm limitações e vantagens um em relação ao outro. No presente capítulo irá efectuar-se uma simulação, iniciando-se com o Heat_ Source até atingir o local da descarga de água quente. A partir desse local aplica-se o programa Cormix 3 com o tipo de descarga “Flush discharge”, sendo esta simulação válida até ao final do campo próximo,. findo este campo próximo é novamente efectuada uma simulação com o Heat_Source.

9.1 SIMULAÇÃO COM O HEAT_SOURCE V_7.1_Pt

Esta simulação é iniciada com os dados existentes para a simulação 2 (embora na figura 9.1 se apresente as cinco simulações referentes ao capítulo 7). Pelo que não se irá aqui colocar novamente os dados contidos nesse capítulo .

Como os resultados da temperatura até se atingir o local de descarga são diferentes consoante a hora do dia, iremos somente considerar para as 12 horas da tarde, obtendo-se os seguintes resultados:

Tabela 9.1- Resultados da temperatura da água do meio hídrico às 12 horas da tarde, para as condições da simulação 2

Rio (km)	T _{água} °C	Rio (km)	T _{água} °C
10	14,00	5	19,30
9,8	14,00	4,8	19,30
9,6	14,10	4,6	19,40
9,4	14,10	4,4	19,40
9,2	14,10	4,2	19,50
9	14,20	4	19,60
8,8	14,20	3,8	19,60
8,6	14,30	3,6	19,70
8,4	14,40	3,4	19,70

8,2	14,30	3,2	19,80
8	18,60	3	19,80
7,8	18,60	2,8	19,90
7,6	18,70	2,6	19,90
7,4	18,70	2,4	20,00
7,2	18,70	2,2	20,10
7	18,80	2	20,10
6,8	18,80	1,8	20,20
6,6	18,90	1,6	20,20
6,4	18,90	1,4	20,30
6,2	19,00	1,2	20,30
6	19,00	1,13	20,40
5,8	19,10	0,8	20,40
5,6	19,10	0,6	20,50
5,4	19,20	0,4	20,50
5,2	19,20	0,2	20,60
		0	20,60

9.2 SIMULAÇÃO COM O CORMIX 3

Esta simulação é idêntica à simulação 1, efectuada com o Cormix 3. Com as alterações de a temperatura ambiente ser de 14.30 °C e a região de interesse ser de apenas 60 metros, uma vez que apenas nos interessa efectuar esta análise com o Cormix para o campo próximo.

Os resultados obtidos para esta simulação (chamada Sim1HS) encontram-se no anexo C. Apresentando-se aqui apenas as figuras abaixo indicadas:

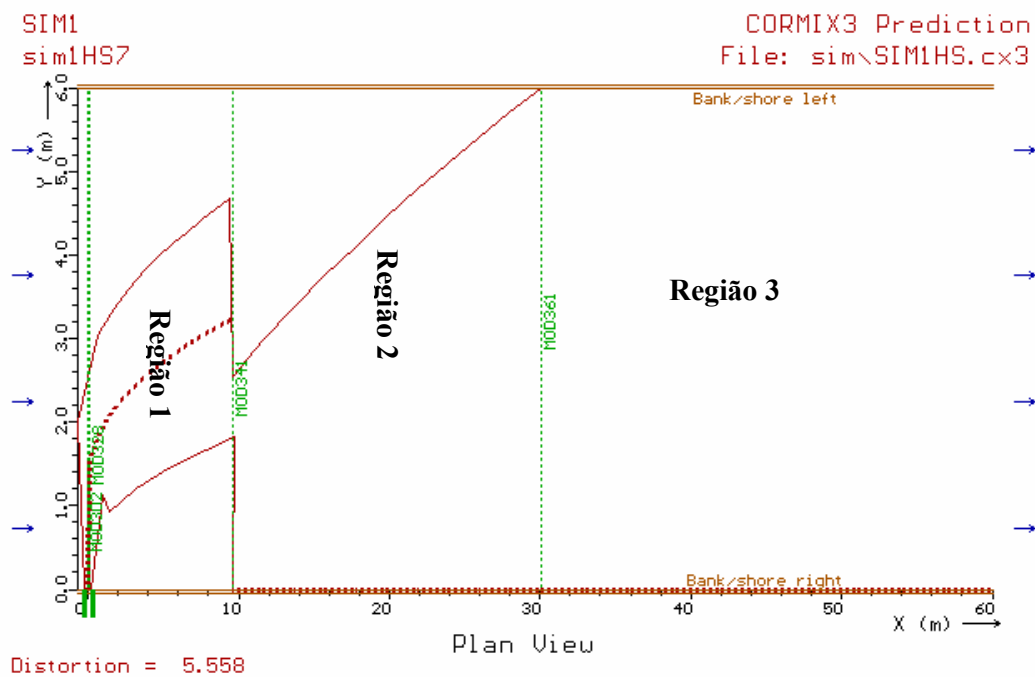


Figura 9.1- Vista em planta da trajetória do jacto e da pluma para Sim1HS7

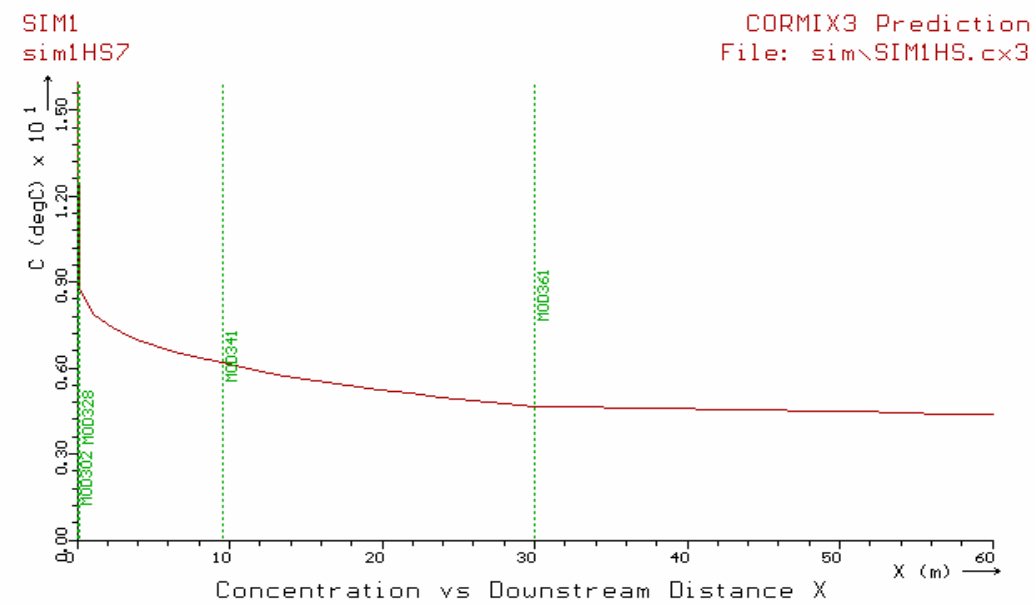


Figura 9.2- Variação do excesso de temperatura a jusante para a Sim1HS7 no campo afastado.

Analisando as figuras 9.1 e 9.2 chegamos à conclusão que o jacto atinge a margem esquerda ao fim de 30 metros desde o ponto de descarga, com uma temperatura de 18.69 °C. Pelo que se pode dizer de certa forma que a partir deste ponto a temperatura em toda a extensão lateral (de margem a margem) do meio hídrico tem o mesmo valor.

9.3 COMPILAÇÃO DE RESULTADOS DA VARIAÇÃO DA TEMPERATURA COM O PROGRAMA HEAT_SOURCE V_7-1_PT E COM O CORMIX 3

Como se pôde ver nas duas secções anteriores, a temperatura do meio hídrico até ao local de descarga pode ser calculada com o programa Heat_Source V_7.1_Pt., imediatamente a seguir ao ponto de descarga da água quente a variação da temperatura vai ser calculada com o Cormix 3, uma vez que se dá mais importância aos fenómenos dispersivos. Quando o jacto de água quente atingir a outra margem aplica-se novamente o programa Heat_Source. Os resultados finais serão os seguintes:

Tabela 9.2 - Resultados da temperatura da água do meio hídrico às 12 horas da tarde, para as condições da simulação 2, até ao local de descarga da água quente.

Rio (km)	T _{água} °C
10	14,00
9,8	14,00
9,6	14,10
9,4	14,10
9,2	14,10
9	14,20
8,8	14,20
8,6	14,30
8,4	14,40
8,2	14,30

A partir do local de descarga da água quente no meio hídrico é utilizado o modelo Cormix 3 para o cálculo da variação da temperatura ao longo do jacto (região 1 da figura 9.1) que apresenta um perfil gaussiano .

Tabela 9.3- Resultados da temperatura da água do meio hídrico às 12 horas da tarde, para o interior do jacto de descarga de água quente

Rio (m)	Distância transversal, Y (m)	Temperatura na linha central (°C)	BV	BH
7999,90	1,58	22,88	0,76	1,01
7998,95	1,99	22,09	0,76	1,12
7998,01	2,23	21,70	0,76	1,17
7997,07	2,41	21,43	0,76	1,22
7996,12	2,57	21,21	0,76	1,26
7995,18	2,70	21,02	0,76	1,29
7994,23	2,83	20,87	0,76	1,32
7993,29	2,94	20,73	0,76	1,35
7992,35	3,05	20,60	0,76	1,38
7991,40	3,15	20,49	0,76	1,41
7990,46	3,25	20,39	0,76	1,43

Cormix 3

BH = Metade da distância horizontal do perfil Gaussiano 1 / e (37%), medida na perpendicular à margem direita.

BV = Profundidade da água (mistura perfeita na vertical)

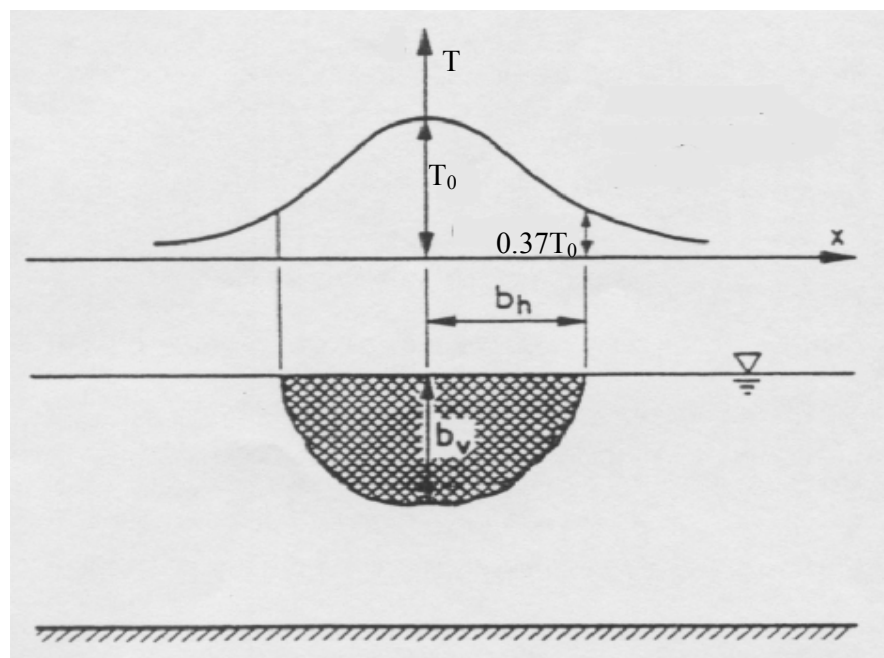


Figura 9.3- Perfil de temperaturas gaussiano

Na transição do jacto para pluma (Região 2 da figura 9.1), o modelo Cormix 3 continua a ser utilizado para o cálculo da variação da temperatura que apresenta um perfil “*topo do chapéu*” (“top-hat”).

Tabela 9.4 - Resultados da temperatura da água do meio hídrico às 12 horas da tarde, para o interior da pluma (Região 2)

Rio (m)	Temperatura na linha central, (°C)	BV	BH
7990,46	20,39	0,76	2,56
7988,41	20,14	0,68	2,99
7986,37	19,94	0,62	3,38
7984,32	19,77	0,58	3,76
7982,28	19,62	0,54	4,11
7980,23	19,48	0,51	4,46
7978,19	19,35	0,49	4,79
7976,14	19,23	0,47	5,10
7974,10	19,12	0,45	5,41
7972,05	19,01	0,44	5,71
7970,01	18,90	0,43	6,00

BH = Metade do comprimento do “*topo do chapéu*”, medido na horizontal desde a margem direita.

BV = Altura do “*chapéu*”, medida na vertical.

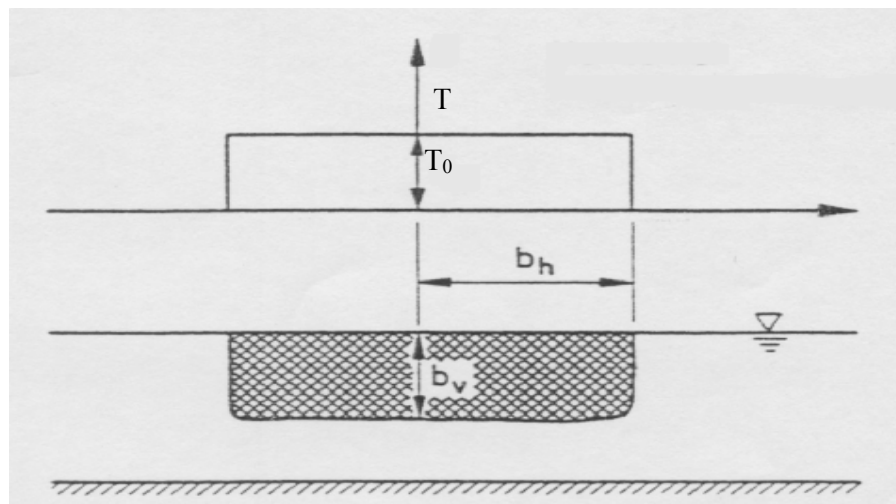


Figura 9.4- Perfil de Temperaturas com a forma de *topo do chapéu* (“top-hat”)

Após a pluma atingir a outra margem do rio, a temperatura é a mesma em toda a secção transversal do rio, pelo que o modelo a usar a partir deste ponto (ao fim de 30 metros do local da descarga) é novamente o Heat_Source.

Tabela 9.5- Resultados da temperatura da água do meio hídrico às 12 horas da tarde, para as condições da simulação 2, desde o 7,8 km até a jusante do rio.

Rio (km)	T _{água} (°C)	Rio (km)	T _{água} (°C)
7,8	18,60	3,8	19,60
7,6	18,70	3,6	19,70
7,4	18,70	3,4	19,70
7,2	18,70	3,2	19,80
7	18,80	3	19,80
6,8	18,80	2,8	19,90
6,6	18,90	2,6	19,90
6,4	18,90	2,4	20,00
6,2	19,00	2,2	20,10
6	19,00	2	20,10
5,8	19,10	1,8	20,20
5,6	19,10	1,6	20,20
5,4	19,20	1,4	20,30
5,2	19,20	1,2	20,30
5	19,30	1,13	20,40
4,8	19,30	0,8	20,40
4,6	19,40	0,6	20,50
4,4	19,40	0,4	20,50
4,2	19,50	0,2	20,60
4	19,60	0	20,60

Heat_Source

10 CONCLUSÕES E SUGESTÕES PARA FUTUROS DESENVOLVIMENTOS

Para finalizar este trabalho, passaremos a referir as principais conclusões, bem sugestões para futuros desenvolvimentos.

- a) O cálculo da transferência de calor por evaporação e convecção é função da velocidade do vento, podendo-se dizer de certa forma que esta função vento é desconhecida, ou então, o que existe em literatura é alvo de muitas incertezas devido à diversidade de funções vento encontradas, deferindo de autores para autores consoante os locais onde são aplicadas.

Através de um estudo experimental efectuado no presente trabalho obteve-se uma nova função vento para o arrefecimento de água em tanques de pequenas dimensões, visto que o que existe na literatura diz respeito a rios e lagos de dimensões apreciáveis, não existentes em Portugal.

Este estudo levou-nos a uma função vento que é dependente da temperatura da água, temperatura do ar ambiente e velocidade do vento, com a seguinte forma:

$$f(W) = a \times (T - T_a)^{1/3} + \left[b \times \ln \frac{T}{T_a} \right] \times W$$

- b) Com a função vento obtida em (a) efectuou-se um programa computacional em MatLab que permite efectuar a previsão da temperatura de arrefecimento da água em tanques de pequenas dimensões, contabilizando apenas com transferência de calor por evaporação e convecção entre a água e o ar ambiente. De referir que através deste programa também se efectuou a validação da função vento referida em (a).
- c) O programa Heat_Source_V7.1_Pt, é um programa modificado a partir do original, o Heat_Source V7.0 (Matthew Boyd, 1996) de modo a permitir a sua aplicação a Portugal Continental, uma vez que o original apenas permitia a sua aplicação a quatro regiões dos EUA. As modificações introduzidas foram:

- Localização geográfica de Portugal Continental em relação ao meridiano de Greenwich;
- Fuso horário de Portugal em relação à hora de referência mundial (UTC);
- Hora de Verão e de Inverno “Daylight Saving Time”.

Além destas três modificações foi também introduzida uma nova função vento determinada experimentalmente que permite efectuar o cálculo da transferência de energia térmica por convecção e evaporação. Este novo método de cálculo foi introduzido no modelo Heat_Source V7.1_Pt com a designação “*José Sousa*”.

d) Das diversas simulações efectuadas com o modelo Heat_Source V7.1_Pt, tendo como exemplo um rio com 10 km (região de interesse) com uma descarga a 8 km desde a jusante, verificou-se que:

- A sombra efectiva é um parâmetro que pode ser relevante no não aumento da temperatura da água, uma vez que atenua a radiação solar incidente à superfície da água, dependendo também da direcção de escoamento do rio. Para o rio em estudo que tem uma direcção do escoamento para Sudoeste (225 °), existe uma sombra efectiva maior para uma sombra topográfica formada a Sul, o que faz com que a radiação solar incidente à superfície da água seja menor. Outro caso curioso, embora fosse já esperado, é que sendo a sombra efectiva formada a Este e a Oeste iguais, existe um maior aumento da temperatura da água para o caso da sombra efectiva formada a Este, porque o Sol nasce a Este e nesta altura a radiação solar não é tão intensa como no período da tarde. Neste período já não existe sombra formada a Este e forma-se a sombra a Oeste. Já o tipo de cobertura do terreno não provoca alterações significativas na sombra efectiva, o que faz com que a topografia tenha mais relevância que o tipo de cobertura do terreno.
- No método de Muskingum para o cálculo da quantidade de movimento, quanto menor o factor peso X, menor a quantidade de água retida num dado volume de controlo e como consequência menor a energia térmica acumulada nesse volume de controlo, o que faz com que a temperatura da água seja mais baixa para um factor X menor.
- Os métodos de “*transferência de massa*” e “*José Sousa*” para o cálculo da taxa de evaporação apresentam diferenças, uma vez que com o primeiro a

transferência de energia térmica por evaporação e convecção mantém-se num valor praticamente constante, sendo essa quantidade de energia transferida mais acentuada para velocidades do vento superiores. Para o método “*José Sousa*” essa mesma quantidade de energia térmica transferida não apresenta um valor constante, uma vez que quando a radiação solar incidente à superfície da água é maior a transferência de energia por evaporação e convecção aumenta, o que é perfeitamente lógico, porque se a radiação solar incidente à superfície da água é maior, a temperatura da água à superfície aumenta, o que favorece a transferência de energia por evaporação e como consequência por convecção.

- e) No local de descarga de um efluente de água quente no rio, o modelo Heat_Source assume uma mistura perfeita do efluente com o rio ao longo de toda a sua secção transversal, o que representa um caso ideal. Na realidade isso pode não acontecer, pelo que no local de descarga do efluente e numa distância próxima deste (campo próximo) esse estudo da variação da temperatura é efectuado com o modelo CORMIX V_3.20 (Subsistema 3), verificando que a pluma atinge a margem oposta à da descarga ao fim de 30 metros desde o local de descarga e com uma temperatura de 18.9 °C.
- f) A interligação dos dois modelos, CORMIX 3 e o Heat_Source é efectuada na medida em que, enquanto a descarga de água quente não ocorre não faz sentido aplicar o CORMIX e então o estudo da previsão da temperatura da água do rio é efectuada pelo Heat_Source. Quando chegar ao ponto da descarga de água quente é efectuado o estudo com o CORMIX 3 para assim efectuar o cálculo da previsão da temperatura da água para o caso da não existência de uma mistura perfeita, quando a pluma atinge a outra margem do rio, isto é, considerando que a temperatura da água do rio é igual para toda a secção transversal do rio, que é o caso de uma mistura perfeita, volta-se novamente ao Heat_Source, uma vez que este é o mais indicado para escoamentos em que não existe descargas de água quente, enquanto o CORMIX 3 é o mais indicado para o estudo em distâncias próximas das descargas de jactos superficiais em rios.

Em termos de sugestões para trabalho futuro, apresentam-se as seguintes:

- Tornar o modelo Heat_Source menos “*pesado*” no que diz respeito à informação necessária, nomeadamente informação topográfica e cobertura do terreno. O que pode ser feito através da interligação do estudo de ortofotos (do meio hídrico e zona envolvente) com o ArcView.
- Efectuar um modelo computacional (de preferência em Fortran) único que permita efectuar o cálculo da previsão da temperatura da água num meio hídrico, quando sujeito a descargas de água quente. Ou seja que englobe o modelo Heat_Source e a teoria subjacente ao CORMIX 3.

O autor está convicto que a realização de um modelo único é viável, porque o modelo Heat_Source é um modelo extenso em linguagem VISUAL BASIC pode ser convertido com certa facilidade (embora moroso devido à sua extensão) para Fortran, uma vez que o Heat_Source é um modelo *aberto*, isto é, pode-se ter acesso ao conteúdo do programa. Já para o CORMIX que é um modelo *fechado* (não se tem acesso ao conteúdo computacional) devido ao seu carácter comercial, terá que se construir um novo modelo aplicando a teoria intrínseca ao modelo CORMIX 3, ou até melhorá-lo, porque o CORMIX 3 utiliza uma análise fragmentada do escoamento, utilizando, por exemplo, fórmulas deduzidas para jactos simples na região próxima da origem e fórmulas deduzidas para plumas simples em regiões mais afastadas, embora o escoamento não corresponda exactamente a estas situações assintóticas. Isto é, falta continuidade na transição de umas zonas para outras. No entanto ao usar esta divisão por módulos pode-se depois alterar qualquer um deles com relativa facilidade.

BIBLIOGRAFIA

Anderson, D.A., J.C. Tannehill and R.H. Pletcher. 1984. Computational Fluid Mechanics and Heat Transfer. McGraw-Hill, New York.

Anderson, E.R. 1954. Energy-budget studies. In: Water Loss Investigations, Lake Hefner Studies Technical Report. Prof. Pap. 269, US Geological Survey, Department of the Interior, Washington D.C.

Bedient, P.B. and W.C. Huber. 1992. Hydrology and Floodplain Analysis. Reading, Massachusetts: Addison-Wesley Publishing Company.

Beschta, R. L., R. E. Bilby, G. W. Brown, L. B. Holtby, and T. D. Hofstra. 1987. Stream temperature and aquatic habitat: Fisheries and forestry interactions. Pages 191-232 in E. O. Salo and T. W. Cundy, eds. *Streamside management: Forestry and fishery interactions*. University of Washington, Institute of Forest Resources, Seattle, USA.

Beschta, R.L. and J. Weatherred. 1984. A computer model for predicting stream temperatures resulting from the management of streamside vegetation. USDA Forest Service. WSDG-AD-00009.

G.L., Johnson, K.M., Chan, P.W., and Gherini, S.A. 1985. Rates, Constants and Kinetics Formulations in Surface Quality Modeling, 2nd Edition, EPA/600/3-85/040, U.S. Environmental Protection Agency, Athens, GA.

Bowen, I.S. 1926. The ratio of heat loss by convection and evaporation from any water surface. Physical Review. Series 2, Vol. 27:779-787.

Boyd M. and B. Kasper. 2002. Upper Klamath Lake Drainage: Vegetation, Hydrology and Morphology. Oregon Department of Environmental Quality.

Boyd, M. 1996. Heat Source: stream temperature prediction. Master's Thesis. Departments of Civil and Bioresource Engineering, Oregon State University, Corvallis, Oregon.

Brady, D.K., W.L. Graves and J.C. Geyer. 1969. Surface heat exchange at power

plant cooling lakes, cooling water studies for Edison Electric Institute. Report No. 5, John Hopkins University.

Brown, G.W. 1983. Chapter III, Water Temperature. Forestry and Water Quality. Oregon State University Bookstore. Pp. 47-57.

Brown, G.W. 1970. Predicting the effects of clearcutting on stream temperature. Journal of Soil and Water Conservation. 25:11-13.

Brown, G.W. 1969. Predicting temperatures of small streams. Water Resour. Res. 5(1):68-75.

Brown, L. and Barnwell, T.O., Jr. 1987. The Enhanced Stream Water Quality Models QUAL2E and QUAL2E-UNCAS: Documentation and USER Manual, Report EPA/600/3-87/007, U.S. Environmental Protection Agency, Athens, GA.

Chapra, S.C. 1997. Surface Water-Quality Modeling. Boston: WCB/McGraw-Hill.

Cuenca, R.H. 1989. Irrigation System Design: An Engineering Approach. Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, Inc.

Cunge, K.A. 1969. On the subject of a flood propagation method (Muskingum Method). *J. Hyd. Res.*, vol. 7, no. 2, pp. 205-230.

Dingman, S.L. 2002. Physical Hydrology. 2nd Ed. New Jersey: Prentice Hall.

Domenico P.A. and F.W. Schwartz. 1990. Physical and Chemical Hydrogeology. New York, John Wiley and Sons, Inc.

Dunne, T. and L.B. Leopold. 1978. Water in Environmental Planning. San Francisco, California, W.H. Freeman and Company.

Fisher, H. B., E. J. List, R. C. Koh, J. Imberger, and N. H. Brooks. 1979. Mixing in Inland and Coastal Waters. Academic Press, New York, 1979.

Harbeck, G.E. and J.S. Meyers. 1970. Present day evaporation measurement techniques. J. Hydraulic Division. A.S.C.E., Proceed. Paper 7388.

- Harbeck, G.E., Kohler, M.A. Koberg, G.E., and others, 1958.** Water-Loss Investigations: Lake Mead Studies: USGS Prof. Pap. 298, 100 p.
- Ibqal, M. 1983.** An Introduction to Solar Radiation. Academic Press. New York. 213 pp.
- Issacson, E., J.J. Stoker and B.A. Troesch. 1956.** Numerical solution of flood prediction and river regulation problems. Inst. Math. Sci., Report No. IMM-235, New York University, New York.
- Jerlov, W.G. 1976.** Marine optics. Elsevier Scient. Publ. Comp., Elsevier Oceanography Series, 14. 231 p.
- Kovalchik, B.L. 1987.** Riparian zone associations. R6 ECOL TP-279-87. USDA Forest Service. Pacific Northwest Region.
- Kustas, W.P., A Rango and R. Uijlenhoet. 1994.** A simple energy balance algorithm for snowmelt runoff model. Water Resources Research 30:1515-1527.
- Lencastre, Armando (1983).** Hidráulica Geral. Edição Luso-Brasileira, Hidoprojecto, Lisboa, Portugal
- Leopold, L. B., M. G. Wolman and J. P. Miller. 1964.** Fluvial Processes in Geomorphology. Freeman, San Francisco, California. 522 pp.
- MacCormick, R.W. 1969.** The effect of viscosity in hypervelocity impact cratering. Am. Inst. Aeronaut. Astronaut. Paper 69-364.
- Marciano, J.J. and G.E. Harbeck. 1952.** Mass transfer studies in water loss investigations: Lake Hefner studies. USGS Prof. Paper 269.
- Martin, J. L. and McCutcheon, S. C. 1999.** Hydrodynamics and Transport for Water Quality Modeling, Lewis Publishers, New York, NY, 1999.
- McCutcheon, S.C. 1989.** Water Quality Modeling: Vol. 1, Transport and Surface Exchange in Rivers. CRC Press, Boca Raton. pp. 183-209.

Meeus, J. 1988. Astronomical Formulae for Calculators. 4th Ed. Richmond, Virginia: Willmann-Bell Inc.

Meeus, J. 1991. Astronomical Algorithms. 2nd Ed. Richmond, Virginia: Willmann-Bell Inc.

Meyer, A. F. 1928. Elements of hydrology: 2d ed. revised, New York, John Wiley & Sons, 522 p.

Meyer, A.F. 1942. Evaporation from lakes and reservoirs. Minnesota Resources Commission, St. Paul, MN.

Moore, J., Miner, J. and R. Bower. 1999. The effect of shade on water: a tub study. Department of Rangeland Resources. Oregon State University.

Morton, F.I. 1965. Potential evaporation and river basin evaporation. J. Hydraul. Div. Proc. Am. Soc. Civ. Eng. 91(HY96)67-97.

National Oceanic and Atmospheric Administration. Surface Radiation Branch, Solar position calculator website. (<http://www.srb.noaa.gov/highlights/sunrise/azel.html>)

Neves, Ana (2000). *Jactos Superficiais. Correntes, Obstáculos, Sedimentos*, Tese de Doutouramento em Engenharia Civil, Faculdade de Engenharia do Porto, Portugal

Neves, Mário (2004). *Apontamentos de Mestrado Fundamentos Aplicados à Mecânica dos Flúidos*, Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto, Portugal

Norton, W.R., L.A. Roesner and G.T. Orlob. 1968. Mathematical models for predicting thermal changes in impoundments, EPA Water Pollution Control Research Series, U.S. Environmental Protection Agency, Washington D.C.

Oke, T. R. 1978. Boundary Layer Climates. Maethuen and Company, Ltd. London, England. 372 pp.

Oregon Department of Environmental Quality. 2000. Upper Grande Ronde River Subbasin Total Maximum Daily Load.

Park, C. 1993. SHADOW: stream temperature management program. User's Manual v. 2.3. USDA Forest Service. Pacific Northwest Region.

Penman, H.L. 1948. Natural evaporation from open water, bare soil, and grass. Royal Society of London Proceedings, Series A, 193:120-145.

Petersen, B., T. Stringham and W. Krueger. 1999. The impact of shade on the temperature of running water. Department of Rangeland Resources. Oregon State University.

Potter M.C. and D.C. Wiggert. 1991. Mechanics of Fluids. Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice Hall, Inc.

Raudkivi, A.J. 1979. Hydrology. Pergamon, Oxford, England.

Rosgen, D. 1996. Applied River Morphology. Wildland Hydrology. Pagosa Springs, Colorado.

Ryan, P.J. and D.F. Harleman. 1976. Transient cooling pond behavior. *Hydraul. Eng. and the Environ.*, Proc 21st Ann. Hydraul. Div. Specialty Conf., A.S.C.E., Boseman, Montana.

Scatterlund, D. R. and P. W. Adams. 1992. Wildland watershed management. 2nd edition. John Wiley and Sons, Inc.

Sellers, W.D. 1965. Physical Climatology. University of Chicago Press. Chicago, IL. 272 pp.

Shanahan, P. 1984. Water temperature modeling: a practical guide. Proceedings of statormwater and water quality model users group meeting. April 12-13. U.S. EPA-600/6-85-003.

Sinokrot, B.A. and H.G. Stefan. 1993. Stream temperature dynamics: measurement and modeling. *Water Resour. Res.* 29(7):2299-2312.

Stoker, J.J. 1957. Water Waves. Intersciences Press, New York.

United States Government Printing Office. 1998. *The Astronomical Almanac for the Year 1998*. Washington, DC: Navy Dept., Naval Observatory, Nautical Almanac Office.

Yunus A. Çengel (1998). Heat Transfer a practical approach, University of Nevada, Reno, McGraw-Hill, EUA

Wunderlich, T.E. 1972. Heat and mass transfer between a water surface and the atmosphere. Water Resources Research Laboratory, Tennessee Valley Authority. Report No. 14, Norris Tennessee. Pp 4.20.

Walter H. Graft (2001). Fluvial hydraulics, flow and transport processes in channel of simple geometry, John Willey & Sons, New York

ANEXO A

PROGRAMA EM MATLAB PARA O CÁLCULO DA TEMPERATURA EM TANQUES DE PEQUENA DIMENSÃO

```

% Programa principal
%Arrefecimento de agua em reservatorios
%Este programa foi efectuado para prever o arrefecimento da agua em
função
%do tempo, para tal usou-se uma bacia com diametro de 30 cm, com
isolamento no fundo e nos lados
%T0=40;%Temperatura inicial, para t=0 seg
%a=%Coeficiente da função do vento (m/(mb.s))
%b=%Coeficiente da função do vento (1/mb)
%W=velocidade do vento (m/s)
dt=5*60; %(seg)
n=10*3600/dt
cp=4187;%(J/(kg°C))
ro=1000;%kg/m3
z=0.3;%altura acima da superficie da agua a que e medida a velocidade do
ar (m)
di=0.15;%Profundidade da coluna de agua

%matrizes
T=zeros(n,1);
Le=zeros(1,n);
ess=zeros(n,1);
eaa=zeros(n,1);
es=zeros(n,1);
ea=zeros(n,1);
E=zeros(n,1);
fiev=zeros(n,1);
Br=zeros(1,n);
fi=zeros(n,1);
ficonv=zeros(n,1);
Te=zeros(n,1);
eaa=zeros(n,1);
fil=zeros(n,1);
tem=zeros(n,1);
tp=zeros(n,1);
ai=zeros(n,1);
bi=zeros(n,1);
fw=zeros(1,n);
experiencia =input('(Número da experiência=;Enter =');
if experiencia ==1
    '***Experiência 1***'
    %RESULTADOS EXPERIMENTAIS(experiencia 1)

```

```

Ta=15; %Tambiente=15 °C
T0=40; %Tagua(t=0seg.)=40 °C
H=67; %Humidade=67
W=0;
Tex=[40 39.5 37 34 33 31 30 29 28 27 26 25 24.8 24 23.4 23 22 22 21.8
21 20.4 20 20 19.8 19 19 19 19 18.4 18 17 17 16 16];
tpex=[0 5 20 35 50 65 80 95 110 125 144 155 170 187 202 215 230 245
260 275 290 305 320 335 350 365 380 395 418 427 462 491 549 594];

elseif experiencia ==2
    '***Experiência 2***'
    %RESULTADOS EXPERIMENTAIS EXPERIENCIA 2
    Ta=28; %Tambiente=28 °C
    T0=41; %Tagua(t=0seg.)=41 °C
    H=33; %Humidade=33
    W=0;
    Tex=[41 39 37 35 34 34 32 32 31.5 31 30.5 30 30 29 28.6];
    tpex=[0 16 34 51 65 79 95 111 126 143 154 172 189 229 276];

elseif experiencia ==3
    '***Experiência 3***'
    %RESULTADOS EXPERIMENTAIS EXPERIÊNCIA 3
    Ta=18; %Tambiente=18 °C;
    T0=32; %Tagua(t=0seg.)=32 °C;
    H=53; %Humidade=53
    W=0;
    Tex=[32 31 30 28 27 25 24 23.5 23 22 21.5 21 21 20.5 20.5 20
19.5 19 19 19 18.5 18.5 18.3 18.3 18 18];
    tpex=[0 15 30 50 70 90 110 130 150 170 190 210 230 250 270 290
325 350 375 400 425 450 475 500 550 600];

elseif experiencia ==4
    '***Experiência 4***'
    %RESULTADOS EXPERIMENTAIS EXPERIÊNCIA 4
    Ta=16; %Tambiente=16 °C;
    T0=35; %Tagua(t=0seg.)=35 °C;
    H=60; %Humidade=60
    W=0;
    Tex=[35 34 32 30 29 26 25 23 22 21 21 20 19.5 19 19 18 18
17.8 17.5 17 17 16.8 16 16 16];
    tpex=[0 15 13 50 75 100 125 150 175 200 225 250 275 300 325
350 375 400 425 450 500 525 550 575 600];

```

```

elseif experiencia ==5

    '***Experiência 5***'

    %RESULTADOS EXPERIMENTAIS EXPERIENCIA 5 (COM UMA BRISA DE
1.2 m/s)

    Ta=26;%Tambiente=26 °C;
    T0=40;%Tagua(t=0seg.)=40 °C;
    H=35; %Humidade=35
    W=1.2;
    Tex=[40 38.5 38 37 36 34 33 31 30.5 30 29 28 28 27 27 26.5
26.5 26.3 26];
    tpex=[0 5 10 15 20 30 40 50 60 80 100 120 140 160 180 200
230 260 300];

elseif experiencia ==6

    '***Experiência 6***'

    %RESULTADOS EXPERIMENTAIS EXPERIENCIA 6 (COM UMA BRISA DE 2.1 m/s)
Ta=22; %Tambiente=22 °C;
T0=41; %Tagua(t=0seg.)=41 °C;
H=42;%Humidade=42
W=2.1;
Tex=[41 39 38 36 35 32.5 31 29 29 26 25 24.5 24 24 23.7 23 23 22.5 22.5];
tpex=[0 5 10 15 20 30 40 50 60 80 100 120 140 160 180 200 220 240 280];

elseif experiencia ==7

    '***Experiência 7***'

    %RESULTADOS EXPERIMENTAIS EXPERIENCIA 7 (COM VENTO A UMA
VELOCIDADE=4.8m/s)
Ta=29; %Tambiente=29 °C;
T0=43; %Tagua(t=0seg.)=43 °C;
H=27;%Humidade=27
W=4.8;
Tex=[43 41 36 35 34.5 32 31 30 29.5 29.5 29 29];
tpex=[0 5 10 15 20 30 40 60 80 100 120 140];

    end

    % -----

T(1,1)=T0;
for i=1:n

    % Termo de evaporação

    es(i,1)=6.1275*exp(17.27*Ta/(237.3+Ta));%Pressao de vapor de
saturação

```

```

    ea(i,1)=H/100*es(i,1);%Pressao de vapor
    Le(1,i)=1000*(2501.4+(1.83+T(i,1)));%Calor latente de
vaporizacao(J/Kg)
    ess(i,1)=6.1275*exp(17.27*T(i,1)/(237.3+T(i,1)));%Pressao de vapor de
saturacao usando a temperatura da agua
    eaa(i,1)=H/100*es(i,1);%Pressao de vapor usando a expressao anterior
    Pa=1013-0.1055*z;%Pressao atmosferica adiabatica (mb)
    %*****
    c=length(Tex);
    %*****
    if (T(i,1)-Ta)<=0
        ai(i,1)=0;
    else
        ai(i,1)=3.268e-9*(T(i,1)-Ta)^(1/3);
    end
    bi(i,1)=1.18e-8*log(T(i,1)/Ta);
    fw(1,i)=ai(i,1)+W*bi(i,1);% funcao do vento (m/(mb.s))
    E(i,1)=fw(1,i)*((ess(i,1)-eaa(i,1)));%velocidade de evaporacao (m/s)
    fiev(i,1)=(ro*Le(1,i)*E(i,1));%Fluxo de calor por evaporacao (J/s)
    % termo convectivo
    Br(1,i)=0.00061*Pa*(T(i,1)-Ta)/(ess(i,1)-eaa(i,1));%Razao de Bowen
    ficon(i,1)=(Br(1,i))*(fiev(i,1));%fluxo convectivo (J/s)
    % Fi total
    fi(i,1)=fiev(i,1)+ficon(i,1); %fluxo de calor perdido pela agua total
(J/s)
    T(i+1,1)=T(i,1)-fi(i,1)/(cp*ro*di)*dt;%Calculo da temperatura teorica
(°C)
    tem(i+1,1)=(i)*dt/60;%tempo minutos
end
T(1,1)=T0;
tem(1,1)=0;
%*****
**
%CONSTRUÇÃO GRAFICA
    TE=T
    tp=tem
    plot(tp,TE,'r',tpex,Tex,'x')
    h=legend('Teórico','Experimental');
    %title('Experiencia 4:Ta=16:Ti=35:H=60:W=0')
    xlabel('tempo (min.)')
    ylabel('T (°C)')
    grid on

```

ANEXO B

FICHEIRO DE RESULTADOS OBTIDO PELO MODELO CORMIX 3

[illegible]

Subsystem CORMIX3:

Buoyant Surface Discharges

CORMIX_v.3.20_____September_1996

Site name/label:

SIM1

Design case:

SIM1

FILE NAME:

cormix\sim\SIM1 .cx3

Time of Fortran run:

11/21/05--11:55:58

Bounded section

BS = 6.00 AS = 4.56 OA = 1.26 ICHREG= 1

$$HA = .76 \quad HD = .76$$
$$UA = .276 \text{ F} = .062 \text{ USTAR} = .2427\text{E-}01$$

UW = 1.000 UWSTAR= .1071E-02

Uniform density environment

STRCND= U RHOAM = 999.2460

BANK = RIGHT

DISTB = .00 Configuration: flush discharge

SIGMA = 90.00 HD0 = .76 SLOPE = .00

Rectangular channel geometry:

$$B0 = .500 \text{ H0} = .500 \text{ A0} = .2500\text{E}+00 \text{ AR} =$$

1.000

$$U0 = 1.000 \text{ Q0} = .250 = .2500\text{E}+00$$

RHO0 = 995.6470 DRHO0 = .3599E+01 GP0 = .3532E-01

```
C0      = .1600E+02  CUNITS=  degC
```

```
IPOLL = 3          KS = .3000E-05  KD = .0000E+00
```

$$QO = .2500E$$

M0 = .2500E+00 J0 = .8830E-02

Associated length scales (meters)

$$L_O = .50 \quad L_M = 3.76 \quad L_m = 1.81 \quad L_b =$$

.42

LQ2D = .33 LM2D = 6.41 Lm2D = 4.31

FR0 = 7

$$\text{FRCH} = 7.52 \quad R = 3.61$$

[illegible]

```

C0      = .1600E+02   CUNITS=   degC
NTOX    =   0
NSTD    =   0
REGMZ   =   0
XINT    = 10000.00   XMAX   = 10000.00

```

```

ORIGIN is located at the WATER SURFACE and at center of discharge
channel/outlet:      .00 m  from the RIGHT bank/shore.
X-axis points downstream
Y-axis points to left as seen by an observer looking downstream
Z-axis points vertically upward (in CORMIX3, all values Z = 0.00)
NSTEP =  5 display intervals per module

```

S = hydrodynamic dilutions, include buoyancy (heat) loss effects
C = corresponding temperature values (always in "degC!"),
include heat loss

	TRJBUO	TRJATT	TRJBND	TRJNBY	TRJCOR	DILCOR
C	1.040	.894	.317	.284	.295	.894

X	Y	Z	S	C	BV	BH
.00	.00	0.00	1.0	.160E+02	.50	.25

X	Y	Z	S	C	BV	BH
.00	.00	0.00	1.0	.160E+02	.50	.25

VERTICAL MIXING occurs in the initial zone of flow establishment.

Profile definitions:

BV = Gaussian 1/e (37%) vertical thickness

BH = Gaussian 1/e (37%) horizontal half-width, normal to trajectory

S = hydrodynamic centerline dilution

C = centerline concentration (includes reaction effects, if any)

Control volume outflow:

X	Y	Z	S	C	BV	BH
.10	1.58	0.00	1.8	.875E+01	.76	.94

Cumulative travel time = 2. sec

END OF MOD302: ZONE OF FLOW ESTABLISHMENT

BEGIN MOD318: WEAKLY DEFLECTED JET (2-D) WITH LEESIDE RECIRCULATION ZONE

Surface JET into a crossflow

This flow region is INSIGNIFICANT in spatial extent and will be by-passed.

END OF MOD318: WEAKLY DEFLECTED JET (2-D) WITH LEESIDE RECIRCULATION ZONE

BEGIN MOD328: STRONGLY DEFLECTED JET (2-D) WITH LEESIDE RECIRCULATION ZONE

Profile definitions:

BV = water depth (vertically mixed)

BH = Gaussian 1/e (37%) horizontal half-width, measured normally from shore

S = hydrodynamic centerline dilution

C = centerline concentration (includes reaction effects, if any)

X	Y	Z	S	C	BV	BH
.10	1.58	0.00	1.8	.875E+01	.76	1.01
1.99	2.23	0.00	2.1	.754E+01	.76	1.17
3.88	2.57	0.00	2.3	.703E+01	.76	1.26
5.77	2.83	0.00	2.4	.668E+01	.76	1.33
7.65	3.06	0.00	2.5	.642E+01	.76	1.38

9.54	3.25	0.00	2.6	.620E+01	.76	1.43
------	------	------	-----	----------	-----	------

Cumulative travel time = 36. sec

The near-shore RECIRCULATION REGION extends back to the discharge location:

Concentration C within that region:	.496E+01
Layer thickness BV within that region:	.76

END OF MOD328: STRONGLY DEFLECTED JET (2-D) WITH LEESIDE RECIRCULATION ZONE

 ** End of NEAR-FIELD REGION (NFR) **

The initial plume WIDTH values in the next far-field module will be CORRECTED by a factor .95 to conserve the mass flux in the far-field!

 BEGIN MOD341: BUOYANT AMBIENT SPREADING

Plume is ATTACHED to RIGHT bank/shore.
 Plume width is now determined from RIGHT bank/shore.

Profile definitions:
 BV = top-hat thickness, measured vertically
 BH = top-hat half-width, measured horizontally from bank/shoreline
 S = hydrodynamic average (bulk) dilution
 C = average (bulk) concentration (includes reaction effects, if any)

Plume Stage 2 (bank attached):

X	Y	Z	S	C	BV	BH
9.54	.00	0.00	2.6	.620E+01	.76	2.57
13.60	.00	0.00	2.8	.574E+01	.62	3.39
17.67	.00	0.00	3.0	.541E+01	.54	4.12
21.73	.00	0.00	3.1	.514E+01	.49	4.79
25.79	.00	0.00	3.3	.491E+01	.45	5.41
29.85	.00	0.00	3.4	.469E+01	.43	6.00

Cumulative travel time = 90. sec

Plume is Laterally Fully Mixed at the end of the buoyant spreading regime.

END OF MOD341: BUOYANT AMBIENT SPREADING

[illegible]

Subsystem version:

CORMIX_v.3.20_____September_1996

Time of Fortran run: 11/21/05--12:08:50

STRCND= U RHOAM = 999.2460

IPOLL = 3 KS = .3000E-05 KD = .0000E+00

LQ2D = .66 LM2D = 8.08 Lm2D = 8.62

227

Control volume inflow:

X	Y	Z	S	C	BV	BH
.00	.00	0.00	1.0	.160E+02	.50	.50

Profile definitions:

BV = Gaussian 1/e (37%) vertical thickness

BH = Gaussian 1/e (37%) horizontal half-width, normal to trajectory

S = hydrodynamic centerline dilution

C = centerline concentration (includes reaction effects, if any)

Control volume outflow:

X	Y	Z	S	C	BV	BH
2.83	.00	0.00	1.0	.160E+02	.54	.79

Cumulative travel time = 3. sec

END OF MOD302: ZONE OF FLOW ESTABLISHMENT

BEGIN MOD314: WALL JET (3-D) ALONG BANK/SHORE

Surface JET into a co-flow

This flow region is INSIGNIFICANT in spatial extent and will be by-passed.

END OF MOD314: WALL JET (3-D) ALONG BANK/SHORE

BEGIN MOD315: WALL JET (2-D) ALONG BANK/SHORE

Surface JET into a co-flow

Profile definitions:

BV = water depth (vertically mixed)

BH = Gaussian 1/e (37%) horizontal half-width, measured normally from shore

S = hydrodynamic centerline dilution

C = centerline concentration (includes reaction effects, if any)

X	Y	Z	S	C	BV	BH
2.83	.00	0.00	1.0	.160E+02	.76	.79

6.55	.00	0.00	1.4	.111E+02	.76	1.45
10.27	.00	0.00	1.8	.896E+01	.76	2.08
13.99	.00	0.00	2.1	.773E+01	.76	2.69
17.71	.00	0.00	2.3	.690E+01	.76	3.29
21.43	.00	0.00	2.5	.629E+01	.76	3.88

Cumulative travel time = 146. sec

END OF MOD315: WALL JET (2-D) ALONG BANK/SHORE

BEGIN MOD316: WALL PLUME ALONG BANK/SHORE

Surface PLUME into a co-flow

This flow region is INSIGNIFICANT in spatial extent and will be by-passed.

END OF MOD316: WALL PLUME ALONG BANK/SHORE

** End of NEAR-FIELD REGION (NFR) **

The initial plume WIDTH values in the next far-field module will be
CORRECTED by a factor .81 to conserve the mass flux in the far-field!

BEGIN MOD341: BUOYANT AMBIENT SPREADING

Plume is ATTACHED to RIGHT bank/shore.

Plume width is now determined from RIGHT bank/shore.

Profile definitions:

BV = top-hat thickness, measured vertically

BH = top-hat half-width, measured horizontally from bank/shoreline

S = hydrodynamic average (bulk) dilution

C = average (bulk) concentration (includes reaction effects, if any)

Plume Stage 2 (bank attached):

X	Y	Z	S	C	BV	BH
21.43	.00	0.00	2.5	.629E+01	.61	3.13
24.95	.00	0.00	2.7	.595E+01	.54	3.79
28.46	.00	0.00	2.8	.567E+01	.48	4.39
31.98	.00	0.00	2.9	.543E+01	.45	4.96

[illegible]

[illegible]

Subsystem CORMIX3:

Buoyant Surface Discharges

Site name/label:

Design case:

FILE NAME:

cormix\sim\SIM3 .cx3

Time of Fortran run:

11/21/05--12:16:14

Bounded section

BS = 6.00 AS = 4.56 QA = 1.26 ICHREG= 1

$$HA = .76 \quad HD = .76$$
$$UA = .276 F = .062 USTAR = .2427E-01$$

UW = 1.000 UWSTAR= .1071E-02

Uniform density environment

STRCND= U RHOAM = 999.2460

BANK = RIGHT DISTB = 1.00 Configuration:

protruding_discharge

SIGMA = 90.00 HD0 = .76 SLOPE = .00

Rectangular channel geometry:

B0 = .500 H0 = .500 A0 = .2500E+00 AR = 1.000

U0 = 1.000 Q0 = .250 = .2500E+00

RHO0 = 995.6470 DRHO0 = .3599E+01 GP0 = .3532E-01

```
C0      = .1600E+02  CUNITS=  degC
```

IPOLL = 3 KS = .3000E-05 KD = .0000E+00

Q0 = .2500E+00 M0 = .2500E+00 J0 = .8830E-02

Associated length scales (meters)

$$\text{LQ} = .50 \quad \text{LM} = 3.76 \quad \text{Lm} = 1.81 \quad \text{Lb} = .42$$

LQ2D = .33 LM2D = 6.41 Lm2D = 4.31

232

Control volume inflow:

X	Y	Z	S	C	BV	BH
.00	.00	0.00	1.0	.160E+02	.50	.25

VERTICAL MIXING occurs in the initial zone of flow establishment.

Profile definitions:

BV = Gaussian 1/e (37%) vertical thickness

BH = Gaussian 1/e (37%) horizontal half-width, normal to trajectory

S = hydrodynamic centerline dilution

C = centerline concentration (includes reaction effects, if any)

Control volume outflow:

X	Y	Z	S	C	BV	BH
.09	.33	0.00	1.8	.887E+01	.76	.91

Cumulative travel time = 0. sec

END OF MOD302: ZONE OF FLOW ESTABLISHMENT

BEGIN MOD318: WEAKLY DEFLECTED JET (2-D) WITH LEESIDE RECIRCULATION ZONE

Surface JET into a crossflow

This flow region is INSIGNIFICANT in spatial extent and will be by-passed.

END OF MOD318: WEAKLY DEFLECTED JET (2-D) WITH LEESIDE RECIRCULATION ZONE

BEGIN MOD328: STRONGLY DEFLECTED JET (2-D) WITH LEESIDE RECIRCULATION ZONE

Profile definitions:

BV = water depth (vertically mixed)

BH = Gaussian 1/e (37%) horizontal half-width, measured normally from shore

S = hydrodynamic centerline dilution

C = centerline concentration (includes reaction effects, if any)

X	Y	Z	S	C	BV	BH
.09	.33	0.00	1.8	.887E+01	.76	.99

2.36	1.01	0.00	2.1	.758E+01	.76	1.16
4.64	1.38	0.00	2.3	.703E+01	.76	1.25
6.91	1.66	0.00	2.4	.665E+01	.76	1.32
9.18	1.90	0.00	2.5	.637E+01	.76	1.38
11.46	2.11	0.00	2.6	.613E+01	.76	1.44

Cumulative travel time = 41. sec

The near-shore RECIRCULATION REGION extends back to the discharge location:

Concentration C within that region: .491E+01
 Layer thickness BV within that region: .76

END OF MOD328: STRONGLY DEFLECTED JET (2-D) WITH LEESIDE RECIRCULATION ZONE

 ** End of NEAR-FIELD REGION (NFR) **

The initial plume WIDTH values in the next far-field module will be CORRECTED by a factor .95 to conserve the mass flux in the far-field!

BEGIN MOD341: BUOYANT AMBIENT SPREADING

Plume is ATTACHED to RIGHT bank/shore.
 Plume width is now determined from RIGHT bank/shore.

Profile definitions:

BV = top-hat thickness, measured vertically
 BH = top-hat half-width, measured horizontally from bank/shoreline
 S = hydrodynamic average (bulk) dilution
 C = average (bulk) concentration (includes reaction effects, if any)

Plume Stage 2 (bank attached):

X	Y	Z	S	C	BV	BH
11.46	-1.00	0.00	2.6	.613E+01	.76	2.59
15.50	-1.00	0.00	2.8	.569E+01	.62	3.40
19.54	-1.00	0.00	3.0	.537E+01	.54	4.13
23.58	-1.00	0.00	3.1	.511E+01	.49	4.79
27.62	-1.00	0.00	3.3	.487E+01	.46	5.42
31.66	-1.00	0.00	3.4	.466E+01	.43	6.00

Cumulative travel time = 94. sec

END OF MOD341: BUOYANT AMBIENT SPREADING

END OF MOD361: PASSIVE AMBIENT MIXING IN UNIFORM AMBIENT

236

X-Y-Z COORDINATE SYSTEM:

ORIGIN is located at the WATER SURFACE and at center of discharge
channel/outlet: .00 m from the RIGHT bank/shore.

X-axis points downstream

Y-axis points to left as seen by an observer looking downstream

Z-axis points vertically upward (in CORMIX3, all values Z = 0.00)

NSTEP = 10 display intervals per module

NOTE on dilution/concentration values for this HEATED DISCHARGE
(IPOLL=3):

S = hydrodynamic dilutions, include buoyancy (heat) loss effects
C = corresponding temperature values (always in "degC!"),
include heat loss

```
-----
----
          TRJBUO    TRJATT    TRJBND    TRJNBY    TRJCOR    DILCOR
C          1.038      .893      .317      .283      .294      .893
-----
```

BEGIN MOD301: DISCHARGE MODULE

Efflux conditions:

X	Y	Z	S	C	BV	BH
.00	.00	0.00	1.0	.157E+02	.50	.25

END OF MOD301: DISCHARGE MODULE

BEGIN MOD302: ZONE OF FLOW ESTABLISHMENT

Control volume inflow:

X	Y	Z	S	C	BV	BH
.00	.00	0.00	1.0	.157E+02	.50	.25

VERTICAL MIXING occurs in the initial zone of flow establishment.

Profile definitions:

BV = Gaussian 1/e (37%) vertical thickness

BH = Gaussian 1/e (37%) horizontal half-width, normal to trajectory

S = hydrodynamic centerline dilution

C = centerline concentration (includes reaction effects, if any)

Control volume outflow:

X	Y	Z	S	C	BV	BH
.10	1.58	0.00	1.8	.858E+01	.76	.94

Cumulative travel time = 2. sec

END OF MOD302: ZONE OF FLOW ESTABLISHMENT

BEGIN MOD318: WEAKLY DEFLECTED JET (2-D) WITH LEESIDE RECIRCULATION ZONE

Surface JET into a crossflow

This flow region is INSIGNIFICANT in spatial extent and will be by-passed.

END OF MOD318: WEAKLY DEFLECTED JET (2-D) WITH LEESIDE RECIRCULATION ZONE

```

-----
-----
-----
BEGIN MOD328: STRONGLY DEFLECTED JET (2-D) WITH LEESIDE RECIRCULATION
ZONE

```

Profile definitions:

BV = water depth (vertically mixed)
 BH = Gaussian 1/e (37%) horizontal half-width, measured normally from shore
 S = hydrodynamic centerline dilution
 C = centerline concentration (includes reaction effects, if any)

X	Y	Z	S	C	BV	BH
.10	1.58	0.00	1.8	.858E+01	.76	1.01
1.05	1.99	0.00	2.0	.779E+01	.76	1.12
1.99	2.23	0.00	2.1	.740E+01	.76	1.17
2.93	2.41	0.00	2.2	.713E+01	.76	1.22
3.88	2.57	0.00	2.3	.691E+01	.76	1.26
4.82	2.70	0.00	2.3	.672E+01	.76	1.29
5.77	2.83	0.00	2.4	.657E+01	.76	1.32
6.71	2.94	0.00	2.4	.643E+01	.76	1.35
7.65	3.05	0.00	2.5	.630E+01	.76	1.38
8.60	3.15	0.00	2.5	.619E+01	.76	1.41
9.54	3.25	0.00	2.6	.609E+01	.76	1.43

Cumulative travel time = 36. sec

The near-shore RECIRCULATION REGION extends back to the discharge location:

Concentration C within that region: .487E+01
 Layer thickness BV within that region: .76

```

END OF MOD328: STRONGLY DEFLECTED JET (2-D) WITH LEESIDE RECIRCULATION
ZONE

```

```

-----
-----
-----
** End of NEAR-FIELD REGION (NFR) **
-----

```

The initial plume WIDTH values in the next far-field module will be CORRECTED by a factor .95 to conserve the mass flux in the far-field!

```

-----
-----
BEGIN MOD341: BUOYANT AMBIENT SPREADING

```

Plume is ATTACHED to RIGHT bank/shore.
 Plume width is now determined from RIGHT bank/shore.

Profile definitions:

BV = top-hat thickness, measured vertically
 BH = top-hat half-width, measured horizontally from bank/shoreline
 S = hydrodynamic average (bulk) dilution
 C = average (bulk) concentration (includes reaction effects, if any)

Plume Stage 2 (bank attached):

X	Y	Z	S	C	BV	BH
9.54	.00	0.00	2.6	.609E+01	.76	2.56
11.59	.00	0.00	2.7	.584E+01	.68	2.99

240

ANEXO C

FICHEIRO DE FIGURAS GRÁFICAS PARA A SIMULAÇÃO SIM1HS7

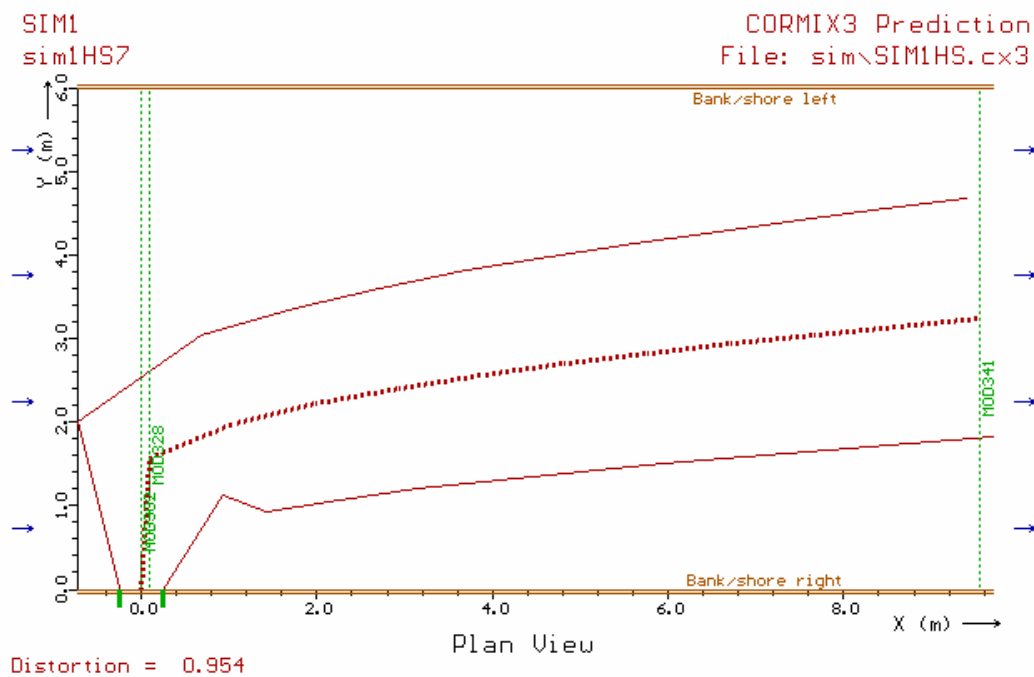


Figura 1.C- Vista em planta da pluma, para SIM1HS7, num campo próximo

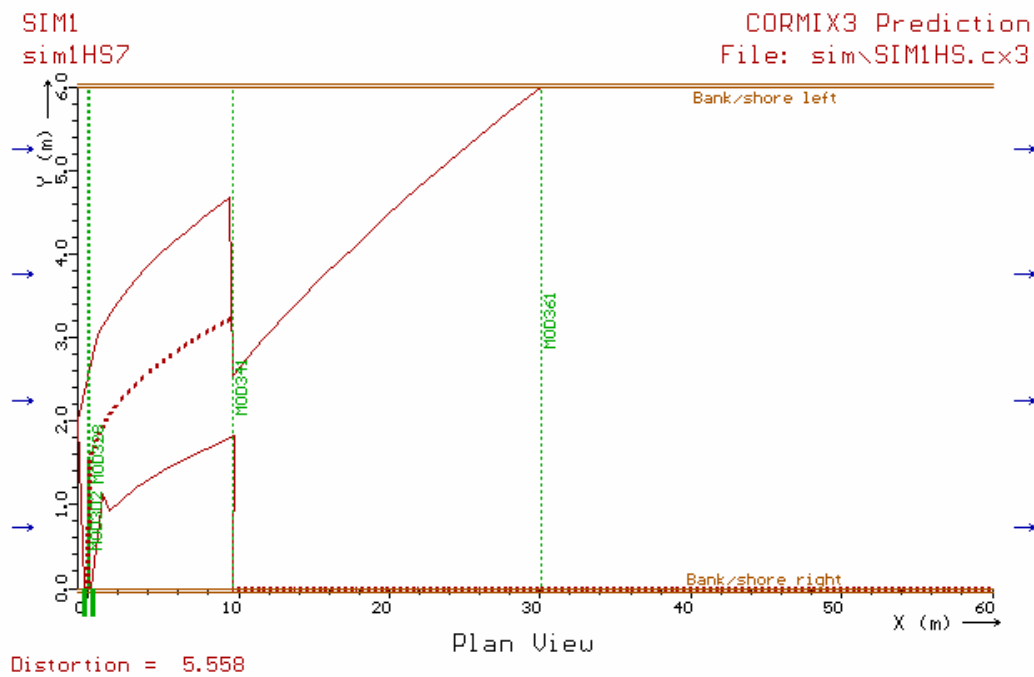


Figura 2.C- Vista em planta da pluma para SIM1HS7, para um campo remoto

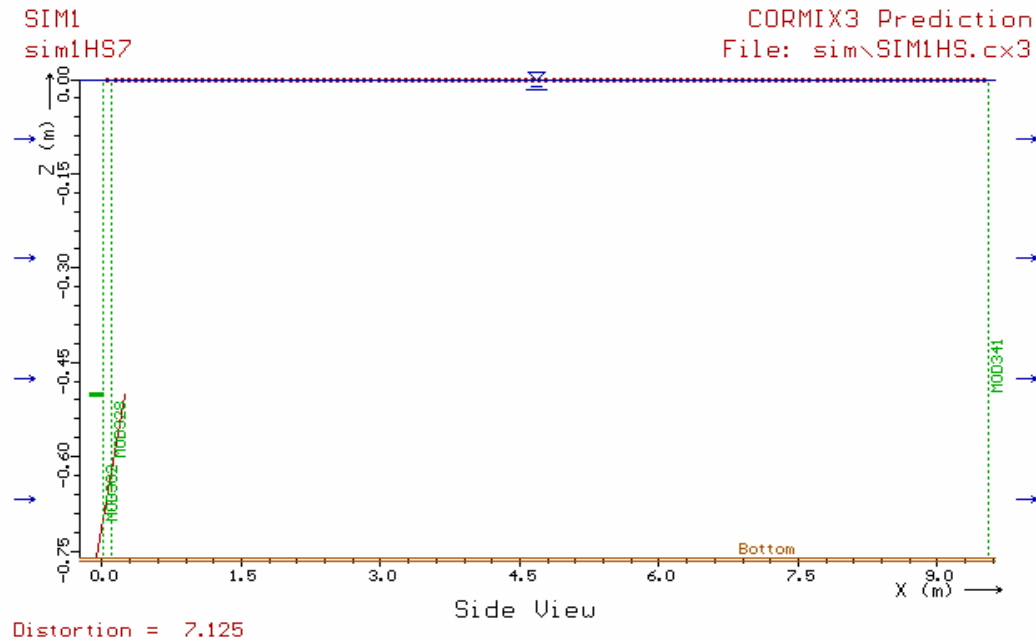


Figura 3.C- Vista lateral do escoamento para SIMHS7, para um campo próximo

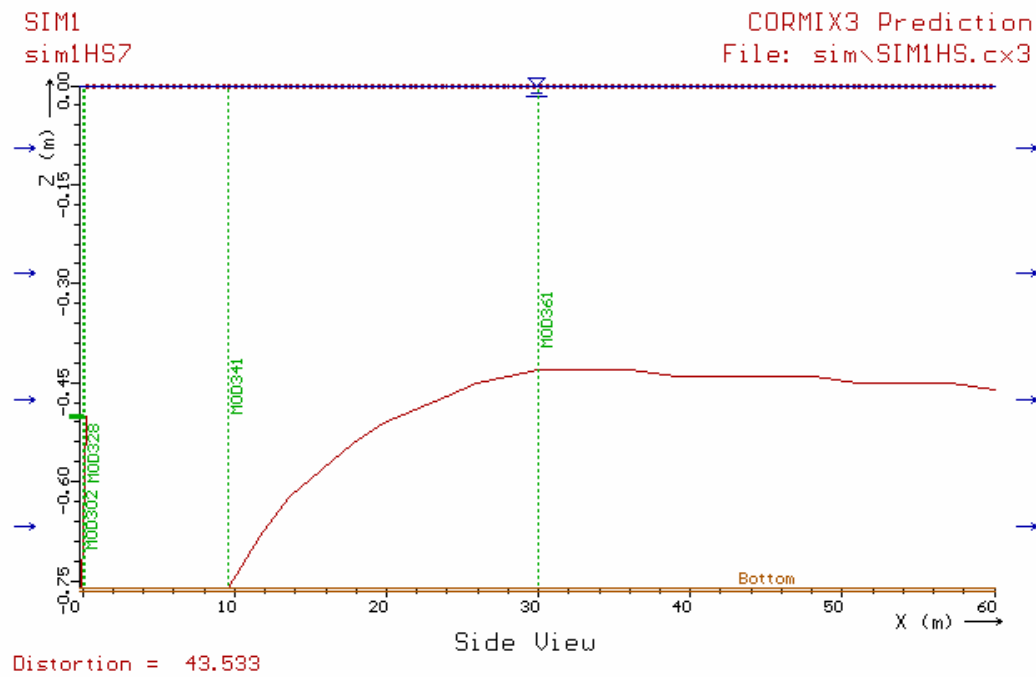


Figura 4.C- Vista lateral do escoamento para SIM1HS7, para um campo remoto

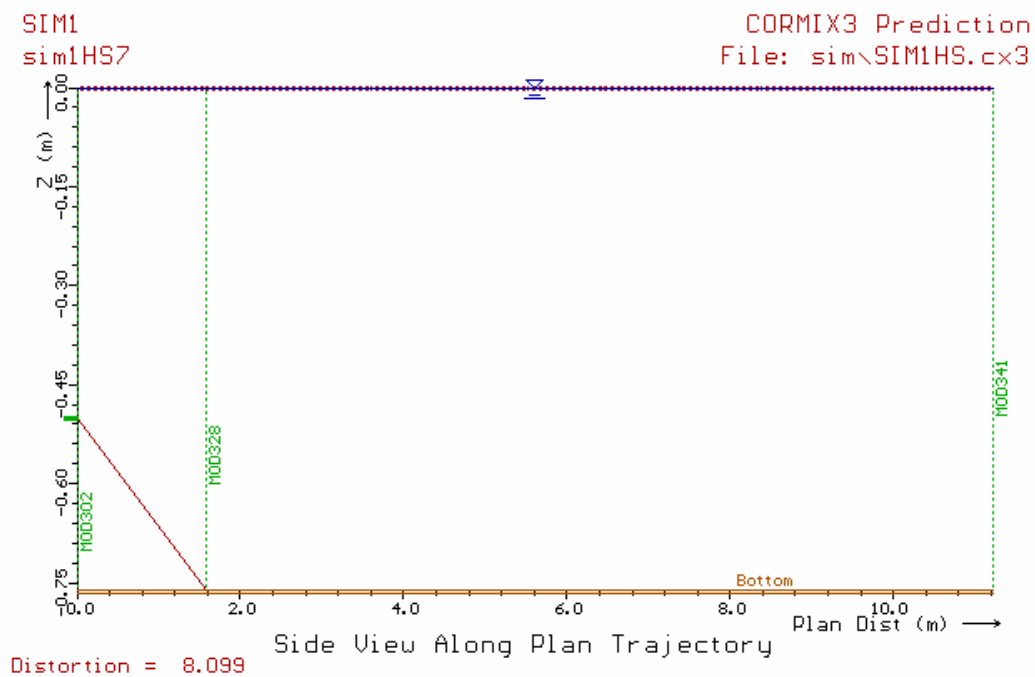


Figura 5.C- Vista lateral do escoamento ao longo da trajetória para SIM1HS7, para o campo próximo

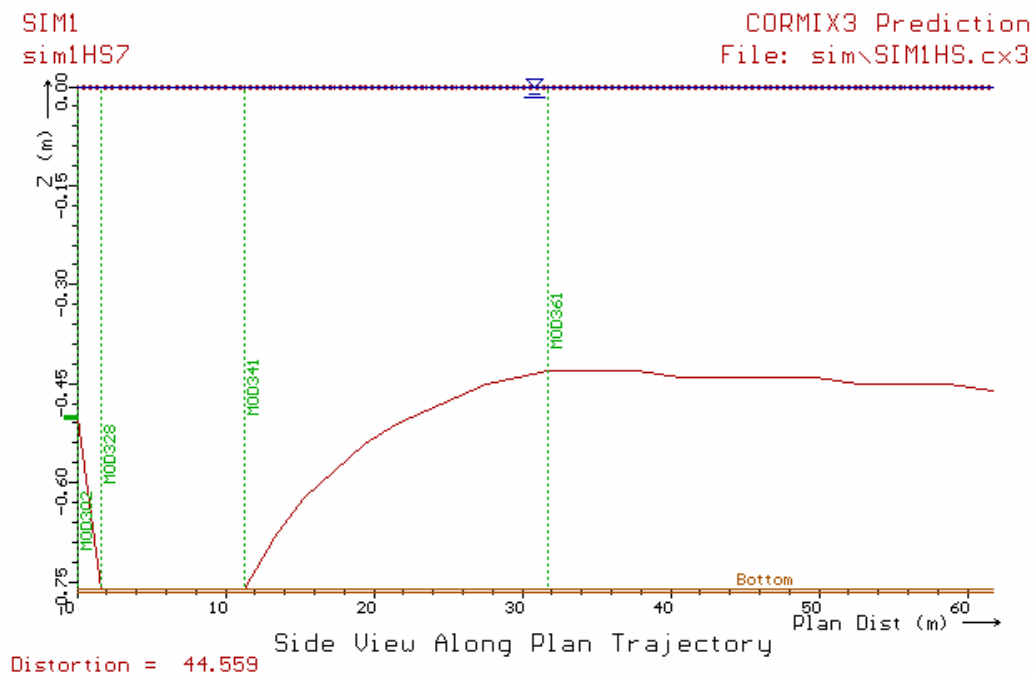


Figura 6.C- Vista lateral do escoamento ao longo da trajetória para SIM1HS7, para o campo remoto

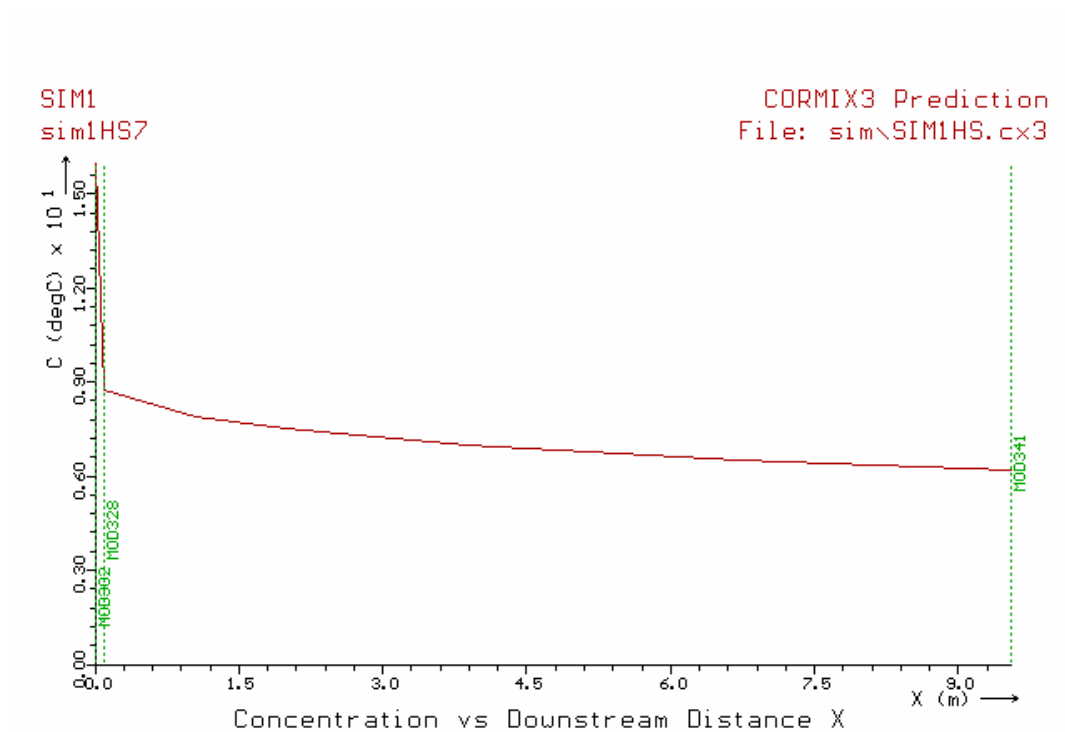


Figura 7.C- Variação do excesso de temperatura a jusante para SIM1HS7 para o campo próximo.

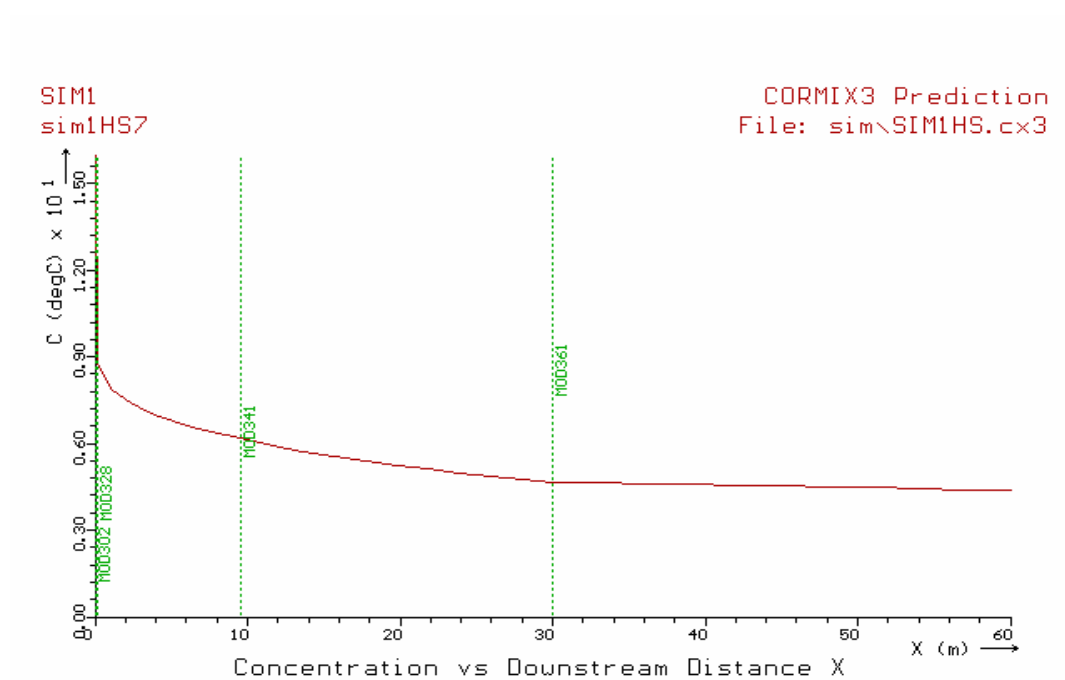


Figura 8.C- Variação do excesso de temperatura a jusante para SIM1HS7 para o campo afastado.

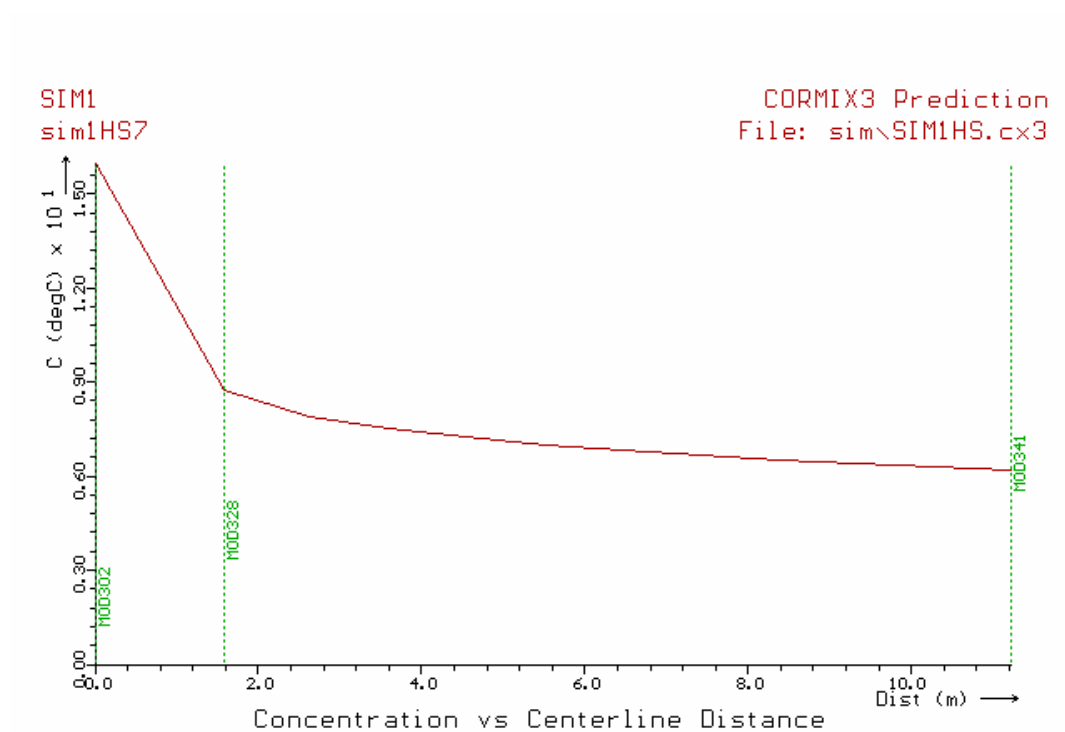


Figura 9.C- Variação do excesso de de temperatura ao longo da linha central para o campo próximo

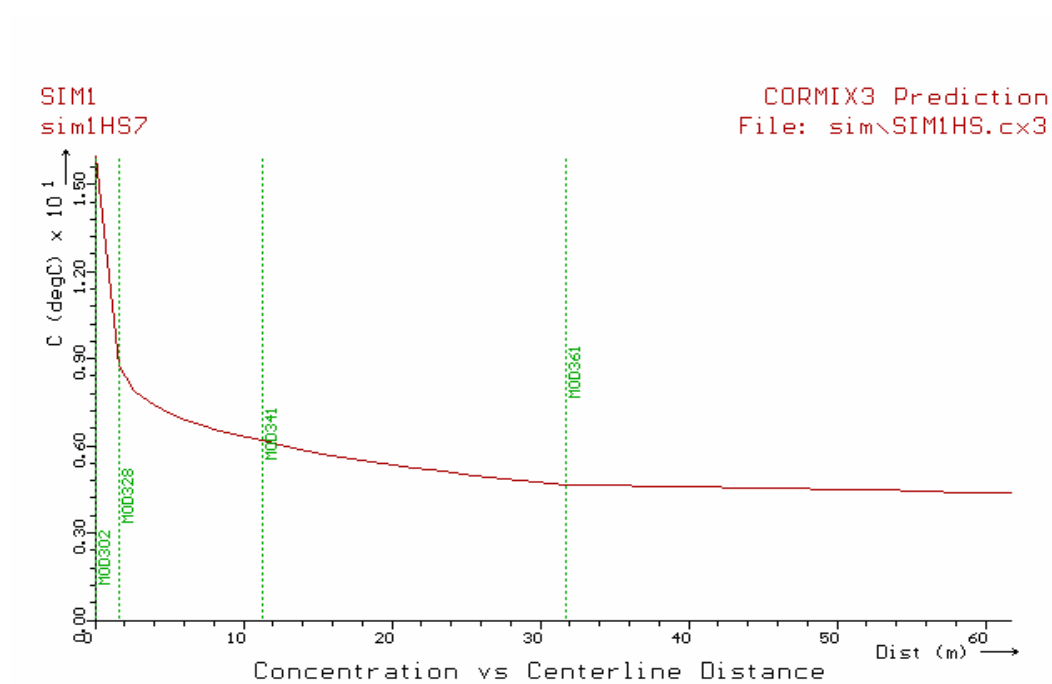


Figura 10.C- Variação do excesso de temperatura ao longo da linha central para o campo afastado

Simbologia

a:	Coefficiente da função vento (m/mb s)
α :	Elevação Atmosférica (graus)
α_{H_2O} :	Difusividade térmica da água (0.0000001433 m ² /s)
α_{sed} :	Difusividade térmica do substracto (0.0000045 m ² /s)
A_{CL} :	Área da superfície do leito onde ocorre condução (m ²)
A_W :	Área da superfície do segmento de escoamento (m ²)
A_X :	Área molhada da secção transversal (m ²)
b:	Coefficiente da função vento (mb ⁻¹)
B_R :	Razão de Bowen
C_E :	<i>Embeddedness</i>
C_I :	Índice de claridade
C_L :	Fracção de nebulosidade
$C_1 \dots C_4$:	Coefficientes de Muskingum
C_R :	Coefficiente de refracção (graus)
c_{CL} :	Calor específico volumétrico pesado (J/kg.°C)
c_{H_2O} :	Calor específico da água (4187 J/kg.°C)
c_K :	Velocidade da onda (m/s)
c_{sed} :	Calor específico do substracto (2219 J/kg.°C)
D:	Dia do mês (1 a 31)
D_F :	Fracção da radiação solar difusa
D_L :	Coefficiente de dispersão usado no método de MacCormick (m ² /s)
D_X :	Coefficiente de difusão usado no método de Muskingum-Cunge (m ² /s)
dt:	Passo do tempo no modelo Heat_Source (s)
dx:	Passo da distância no modelo Heat_Source (m)
d_{BF} :	Profundidade das margens do rio (m)
\bar{d}_{BF} :	Profundidade média das margens do rio (m)
d_{CL} :	Espessura da camada de condução (m)
d_W :	Profundidade da coluna de água (m)
\bar{d}_W :	Profundidade média da coluna de água (m)
δ :	Declinação solar (graus)
Δ :	Declive da curva de pressão de vapor v. temperatura do ar (mb/°C)
ϵ_{atm} :	Emissividade da atmosfera

\overline{E} :	Taxa de evaporação (m/s)
E_C :	Ecentricidade da órbita da Terra
E_t :	Equação do tempo (minutos)
E_a :	Taxa de evaporação aerodinâmica (m/s)
e_a :	Pressão de vapor (mbar)
e_s :	Pressão de vapor saturado (mbar)
e_a^*	Pressão de vapor baseado em e_s^* (mbar)
e_s^*	Pressão de vapor baseado em T_w (mbar)
e :	Gradiente de densidade (10^{-6} m^{-1})
$\Phi_{\text{Convecção}}$:	Fluxo de energia por convecção (W/m^2)
$\Phi_{\text{condução}}$:	Fluxo de energia por condução (W/m^2)
$\Phi_{\text{evaporação}}$:	Fluxo de energia por evaporação (W/m^2)
$\Phi_{\text{ondas longas}}$:	Fluxo de radiação de ondas longas (W/m^2)
Φ_{LW}^A :	Fluxo de radiação de ondas longas emitidas pela a atmosfera (W/m^2)
Φ_{Lw}^{LC} :	Fluxo de radiação de ondas longas emitidas pela cobertura do terreno (W/m^2)
Φ_{LW}^S :	Fluxo de radiação de ondas longas emitidas pela colun de água (W/m^2)
g :	Acelaração da gravidade (9.8 m/s^2)
Φ_{SRG} :	Fluxo de radiação solar global (W/m^2)
Φ_{SRB} :	Fluxo de radiação solar directa estimada acima da topgrafia (W/m^2)
Φ_{SRB1} :	Fluxo de radiação solar directa acima da topografia (W/m^2)
Φ_{SRD1} :	Fluxo de radiação solar difusa acima da topografia (W/m^2)
Φ_{SRB2} :	Fluxo de radiação solar directa abaixo da topografia (W/m^2)
Φ_{SRD2} :	Fluxo de radiação solar difusa abaixo da topografia (W/m^2)
Φ_{SRB3} :	Fluxo de radiação solar directa abaixo da cobertura do terreno (W/m^2)
Φ_{SRD3} :	Fluxo de radiação solar difusa abaixo da cobertura do terreno (W/m^2)
Φ_{SRB4} :	Fluxo de radiação solar directa acima da superfície da água (W/m^2)
Φ_{SRD4} :	Fluxo de radiação solar difusa acima da superfície da água (W/m^2)
Φ_{SRB5} :	Fluxo de radiação solar directa que penetra na superfície da água (W/m^2)
Φ_{SRD5} :	Fluxo de radiação solar difusa que penetra na superfície da água (W/m^2)
Φ_{SRB6} :	Fluxo de radiação solar directa atenuada na coluna de água (W/m^2)
Φ_{SRD6} :	Fluxo de radiação solar difusa atenuada na coluna de água (W/m^2)
Φ_{SR6} :	Fluxo de radiação solar total atenuada na coluna de água (W/m^2)
Φ_{SRB7} :	Fluxo de radiação solar directa atenuada no leito do rio (W/m^2)
Φ_{SRD7} :	Fluxo de radiação solar difusa atenuada no leito do rio (W/m^2)
Φ_{SR7} :	Fluxo de radiação solar total atenuada no leito do rio (W/m^2)
Φ_{total} :	Fluxo total de energia térmica (W/m^2)

F_d : Número de Froude densimétrico
 γ : Constante psicrométrica (mb/°C)
 k : Coeficiente para a velocidade do vento ($k=0.4$)
 K_{CL} : Condutividade térmica de volumétrica pesada (J/m.s.°C)
 K_{H_2O} : Condutividade térmica da água (0.600 J/m.s.°C)
 K_{sed} : Condutividade térmica do sedimento (15.977 J/m.s.°C)
 K_{S*} : Condutividade hidráulica do substrato dominante (m/s)
 K_S : Condutividade hidráulica do substrato composto (m/s)
 h : Hora baseada no *daylight savings time* (hr)
 h_D : Perda de carga hidráulica para o cálculo do coeficiente de Darcy (m)
 H_{LC} : Altura da cobertura do terreno para cada zona (m)
 η : Porosidade do leito do rio (0 a 1)
 JD : Dia Juliano (1 a 365)
 L_e : Calor latente de vaporização (J/kg)
 M_A : Espessura da massa de ar
 m : Minutos baseado no *daylight savings time* (min)
 n : Coeficiente de rugosidade de Manning
 θ_{AL} : Longitude aparente do Sol (graus)
 $\bar{\theta}_{AS}$: Média geométrica da anomalia do Sol (graus)
 θ_{AZ} : Azimute solar (graus)
 θ_{CS} : Equação do centro do Sol (graus)
 θ_{HA} : Ângulo horário (graus)
 θ_{LS} : Longitude verdadeira do Sol (graus)
 $\bar{\theta}_{LS}$: Média geométrica da longitude do Sol (graus)
 $\bar{\theta}_{OB}$: Média do ângulo oblíquo da elipse (graus)
 θ_{OB} : Ângulo oblíquo da elipse (graus)
 θ_{SA} : Altitude Solar (graus)
 θ_{SZ} : Zénite solar não corrigido (graus)
 θ_{SZ} : Zénite solar corrigido (graus)
 θ_{TA} : Ângulo da anomalia verdadeira do Sol (graus)
 θ_{TW} : Ângulo da sombra topográfica a Oeste (graus)
 θ_{TS} : Ângulo da sombra topográfica a Sul (graus)
 θ_{TE} : Ângulo da sombra topográfica a Este (graus)
 θ_{VTS} : Vista para o céu (0 a 1)
 P_A : Pressão atmosférica adiabática (mbar)
 P : Vector raio solar (AU)

P_W :	Perímetro molhado (m)
PL_{LC} :	Comprimento do caminho directo através de cada zona de cobertura do terreno (m)
PL_W :	Comprimento do caminho directo através da coluna de água (m)
Q :	Caudal volumétrico (m^3/s)
Q_{evap} :	Caudal volumétrico de perdas por evaporação (m^3/s)
Q_{TRIB*} :	Caudal afluyente superficial (m^3/s)
Q_{GW} :	Caudal afluyente subsuperficial (m^3/s)
Q_{IN} :	Caudal volumétrico entrado no volume de controlo (m^3/s)
Q_{OUT} :	Caudal volumétrico retirado do volume de controlo (m^3/s)
Q_{TRIB} :	Somatório dos caudais afluentes superficiais instantâneos (m^3/s)
R_{SS} :	Reflectividade da superfície de água do rio (0 a 1)
R_{SB}^B :	Reflectividade do leito do rio à radiação directa (0 a 1)
R_{SB}^D :	Reflectividade do leito do rio à radiação difusa (0 a 1)
r :	Raio vector (radianos)
ρ_{CL} :	Densidade volumétrica pesada (kg/m^3)
S :	Armazenamento de volume de água (m^3)
S_f :	Coefficiente de fricção (0 a 1)
SL_{LC} :	Comprimento da distribuição da sombra através de cada zona (m)
$S_{1,t}, s_{2,t}$:	Aproximação do declive ($^{\circ}C/s$)
T_A :	Transmissividade da massa de ar
T_W^B :	Transmissividade directa na coluna de água (0 a 1)
T_W^D :	Transmissividade difusa na coluna de água (0 a 1)
τ :	Tensão de fricção ($kg/m.s^2$)
t_{JD} :	Dias Julianos desde a época 0.5 ET Janeiro 1900
t_{JDC} :	Séculos Julianos desde a época 0.5 ET Janeiro 1900
t_{DST} :	Daylight Saving Time (fracção do dia)
t_{GMT} :	Hora média de Greenwich (fracção do dia)
t_s :	Tempo solar (minutos)
t_{zone} :	Zona horária
T_a :	Temperatura do ar ($^{\circ}C$)
T_W :	Temperatura da água ($^{\circ}C$)
ΔT_{CL}^{solar} :	Variação da temperatura na camada de condução através da radiação solar ($^{\circ}C$)
ΔT_{CL}^{cond} :	Variação da temperatura na camada de condução através da condução ($^{\circ}C$)
T_{CL} :	Temperatura na camada de condução ($^{\circ}C$)

T_{CL}^{solar}	: Temperatura na camada de condução tendo em conta a irradiação solar (°C)
T_{CL}^{cond}	: Temperatura na camada de condução tendo em conta a condução (°C)
T_{GW}	: Temperatura do caudal afluente subsuperficial (°C)
T_{IN}	: Temperatura superficial de entrada no volume de controlo (°C)
T_{OUT}	: Temperatura de caudais retirados do volume de controlo $\approx T_w$ (°C)
T_{TRIB}	: Temperatura dos caudais instantâneos pesados de afluentes superficiais (°C)
U	: Velocidade média de escoamento (m/s)
U_s	: Velocidade de fricção (m/s)
V	: Volume da coluna de água (m ³)
VD	: Densidade da cobertura do terreno (0 a 1)
V_{sed}	: Volume de substracto na camada de condução (m ³)
V_{H_2O}	: Volume de água na camada de condução (m ³)
V_{CL}	: Volume da camada de condução (m ³)
V_w	: Volume de água (m ³)
W_B	: Largura do fundo do rio (m)
W_w	: Largura superficial da superfície do rio (margens do rio) (°C)
$W:D$: Razão entre a largura do rio e a sua profundidade
$f(\vec{W})$: Função vento (m/mb.s)
\vec{W}	: Velocidade do vento medida a ≈ 2 metros acima da superfície da água (m/s)
\vec{W}_s	: Velocidade do vento medida à superfície da água (m/s)
X	: Coeficiente pesado da cunha
Ψ_{LC}	: Densidade da sombra provocada pela cobertura do terreno (0 a 1)
Y	: Ano (se o mês for menor que 2, então $Y = \text{Ano}-1$)
Z	: Razão do declive dos lados do canal
z	: Elevação (m)
z_d	: Desfazamento do plano (m) $z_d = 0.7.H_{LC}$
z_0	: Rugosidade (m) $z_0 = 0.1.H_{LC}$
z_M	: Altura medida (2 m) $z_M > z_d+z_0$
z_s	: Elevação do meio hídrico (m)

ÍNDICE DO TEXTO

1	INTRODUÇÃO	1
2	ARREFECIMENTO DE ÁGUA EM RESERVATÓRIOS	3
2.1	FORMULAÇÃO MATEMÁTICA	4
2.2	RADIAÇÃO	6
2.3	FLUXO DE CALOR À SUPERFÍCIE DA ÁGUA DEVIDO À EVAPORAÇÃO	8
2.3.1	CÁLCULO DA VELOCIDADE DE EVAPORAÇÃO PELO MÉTODO DE TRANSFERÊNCIA DE MASSA	10
2.3.2	CÁLCULO DA VELOCIDADE DE EVAPORAÇÃO PELO MÉTODO COMBINADO (PENMAN)	11
2.3.3	FUNÇÃO VENTO $f(W)$	12
2.4	FLUXO DE CALOR À SUPERFÍCIE DA ÁGUA DEVIDO À CONVECÇÃO	14
3	EXPERIÊNCIAS SOBRE O ARREFECIMENTO DA ÁGUA EM RESERVATÓRIOS	15
3.1	TRABALHO EXPERIMENTAL	15
3.2	PROPOSTA DE UM MODELO TEÓRICO PARA TRADUZIR O ARREFECIMENTO DA ÁGUA EM RESERVATÓRIOS	18
3.3	DETERMINAÇÃO DA FUNÇÃO VENTO $f(\vec{W})$	19
3.3.1	DETERMINAÇÃO DO PARÂMETRO W_0	20
3.3.1.1	HIPÓTESE $W_0 = \text{CONSTANTE}$	21
3.3.1.2	TEORIA SOBRE O COMPORTAMENTO DE W_0	24
3.3.2	DETERMINAÇÃO DO PARÂMETRO b	29
4	TRANSFERÊNCIA DE ENERGIA NAS DESCARGAS DE ÁGUA QUENTE NO MEIO HÍDRICO E SUA MODELAÇÃO MATEMÁTICA	34
4.1	EQUAÇÃO DA TRANSFERÊNCIA DE ENERGIA	34
4.2	TRANSFERÊNCIA DE ENERGIA TÉRMICA	40
4.2.1	RADIAÇÃO SOLAR	41
4.2.1.1	TEMPO SOLAR RELATIVO À TERRA	41
4.2.1.2	POSIÇÃO SOLAR EM RELAÇÃO À TERRA	47
4.2.1.3	POSIÇÃO SOLAR EM RELAÇÃO À POSIÇÃO DO MEIO HÍDRICO	55
4.2.1.4	FLUXO DE RADIAÇÃO SOLAR ACIMA DA TOPOGRAFIA EXISTENTE NA TERRA	61
4.2.1.5	FLUXO DE RADIAÇÃO SOLAR ABAIXO DAS CARACTERÍSTICAS TOPOGRÁFICAS	65
4.2.1.6	FLUXO DE RADIAÇÃO SOLAR ABAIXO DA COBERTURA DO TERRENO	66
4.2.1.7	FLUXO DE RADIAÇÃO SOLAR ACIMA DA SUPERFÍCIE DA ÁGUA	69
4.2.1.8	FLUXO DE RADIAÇÃO SOLAR QUE PENETRA À SUPERFÍCIE DA ÁGUA	71

4.2.1.9	FLUXO DE RADIAÇÃO SOLAR RECEBIDO PELA COLUNA DE ÁGUA (POSIÇÃO 6) E SUBSTRACTO (POSIÇÃO 7)	72
4.2.2	RADIAÇÃO TÉRMICA (ONDAS LONGAS)	88
4.2.3	FLUXO DE TRANFERÊNCIA DE CALOR POR CONDUÇÃO NO SUBSTRACTO	91
4.2.4	FLUXO DE TRANSFERÊNCIA DE CALOR POR EVAPORAÇÃO E CONVECÇÃO	99
5	TRANSFERÊNCIA DINÂMICA DE MASSA	103
5.1	GEOMETRIA DO CANAL E AS EQUAÇÕES DE MANNING	104
5.2	ESCOAMENTO DINÂMICO HIDRÁULICO	110
5.2.1	EQUAÇÕES DE ST. VENANT	111
5.2.2	MÉTODO DE APROXIMAÇÃO DE MUSKINGUM-CUNGE	114
5.2.3	MÉTODO EXPLÍCITO DE DIFERENÇAS FINITAS	117
5.2.4	COMPARAÇÃO ENTRE OS MÉTODOS DE MUSKINGUM-CUNGE E O EXPLICITO DE DIFERENÇAS FINITAS	121
5.3	PROCESSOS EXTERNOS DE TRANSFERÊNCIA DE MASSA	130
5.3.1	VARIAÇÃO DA TEMPERATURA RESULTANTE DA MISTURA	131
5.3.2	CAUDAIS SUPERFICIAIS AFLUENTES (NASCENTES, RIOS, RIBEIROS E CAUDAIS DE RETORNO)	131
5.3.3	CAUDAIS INTRODUZIDOS NO LEITO	132
5.3.4	PERDA DE ÁGUA POR EVAPORAÇÃO	135
5.4	LEI DA CONTINUIDADE PARA UM VOLUME DE ÁGUA QUE SE ESCOA NO MEIO HÍDRICO	135
5.5	ESTRATIFICAÇÃO	136
6	OPERAÇÃO DO MODELO (HEAT_SOURCE V_7.1_PT) DE SIMULAÇÃO	138
6.1	PROCEDIMENTO GERAL DE INTRODUÇÃO DE DADOS	138
6.1.1	INPUT GERAL DO MODELO (GENERAL MODEL INPUT)	139
6.1.2	MODEL SETUP – DATA SHEETS	141
6.1.3	MODEL SETUP – CONTÍNUOUS DATA	148
6.1.4	MODEL SETUP – MASS TRANSFER DATA	150
6.1.5	MODEL SETUP – VEGEMATIC	152
6.1.6	MODEL SETUP – MORPHOLOGY DATA	153
6.1.7	MODEL SETUP – EVAPORATION RATE METHODS	156
6.1.8	MODEL SETUP – STREAM BED CONDUCTION	157
6.2	PROGRAMAS EXECUTÁVEIS	157
6.2.1	EXECUTÁVEL – “SHADE – A - LATOR”	157
6.2.2	EXECUTÁVEL – FLOW ROUTER	159
6.2.3	EXECUTÁVEL – HEAT SOURCE	160

7	EXEMPLOS DE APLICAÇÃO DO MODELO HEAT SOURCE V_7.1_Pt	161
7.1	CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS DO RIO	161
7.2	DADOS PARA O ESCOAMENTO DE ÁGUA NUM RIO	163
7.3	COBERTURA DO TERRENO QUE ENVOLVE O MEIO HÍDRICO	164
7.4	EFEITO DA VARIAÇÃO DA SOMBRA TOPOGRÁFICA	164
7.5	EFEITO DA VARIAÇÃO DO TIPO DE COBERTURA DO TERRENO	167
7.6	EFEITO DA VARIAÇÃO DO COEFICIENTE X (FACTOR PESO DO MÉTODO DE MUSKINGUM)	168
7.7	CÁLCULO DOS FLUXOS DE ENERGIA TÉRMICA NO MEIO HÍDRICO SOB A ACÇÃO DA VELOCIDADE DO VENTO	169
7.7.1	CÁLCULO DOS FLUXOS DE ENERGIA TÉRMICA NO MEIO HÍDRICO SOB A ACÇÃO DO VENTO (SIMULAÇÃO 2)	169
7.7.2	CÁLCULO DOS FLUXOS DE ENERGIA TÉRMICA NO MEIO HÍDRICO SOB A ACÇÃO DO VENTO (SIMULAÇÃO 8)	171
8	EXEMPLO DE SIMULAÇÃO COM O PROGRAMA CORMIX 3	174
8.1	ESTRUTURA DO PROGRAMA CORMIX 3	174
8.1.1	DESCRIÇÃO E COMENTÁRIOS GERAIS	174
8.1.2	ELEMENTOS BASE DO SISTEMA CORMIX	175
8.2	INTRODUÇÃO DOS DADOS NO PROGRAMA CORMIX 3	177
8.3	OUTPUTS DO PROGRAMA CORMIX 3	181
8.3.1	MENSAGENS DESCRITIVAS	181
8.3.2	ESCALAS DE COMPRIMENTOS	181
8.3.3	CLASSIFICAÇÃO DOS JACTOS SUPERFICIAIS	184
8.3.4	APRESENTAÇÃO DE RESULTADOS GRÁFICOS COM O CORMIX	186
8.4	ANÁLISE DE RESULTADOS COM O CORMIX 3	196
9	EXEMPLO DE APLICAÇÃO DO PROGRAMA HEAT_SOURCE V_7.1_Pt EM CONJUNTO COM O PROGRAMA CORMIX 3	199
9.1	SIMULAÇÃO COM O HEAT_SOURCE V_7.1_Pt	199
9.2	SIMULAÇÃO COM O CORMIX 3	200
9.3	COMPILAÇÃO DE RESULTADOS DA VARIAÇÃO DA TEMPERATURA COM O PROGRAMA HEAT_SOURCE V_7-1_Pt E COM O CORMIX 3	202
10	CONCLUSÕES E SUGESTÕES PARA FUTUROS DESENVOLVIMENTOS	206

ÍNDICE DE FIGURAS

<i>Figura 1.1- Coeficientes de transferência de calor à superfície ar/água</i>	2
<i>Figura 2.1 - Espectro de ondas electromagnéticas (Çengel, 1998)</i>	7
<i>Figura 2.2- Espectro da radiação electromagnética emitida pelo Sol</i>	7
<i>Figura 2.3- Radiação solar directa, difusa e reflectida</i>	8
<i>Figura 2.4- Factores que promovem a evaporação</i>	9
<i>Figura 3.1- Indicador de temperatura e humidade</i>	15
<i>Figura 3.2- Medidor da velocidade e temperatura do ar</i>	16
<i>Figura 3.3 - Resultados experimentais da temperatura de arrefecimento da água em função do tempo e com ausência de vento</i>	17
<i>Figura 3.4 - Resultados experimentais da temperatura de arrefecimento da água em função do tempo e com existência de vento</i>	17
<i>Figura 3.5- Determinação de $f(W)$ para as experiências com ausência de vento</i>	21
<i>Figura 3.6- Comparação de resultados das temperaturas experimentais com os calculados teoricamente (1ª hipótese) para experiência 1, com $T_{ar}=15\text{ }^{\circ}\text{C}$, $T_{(0)}=40\text{ }^{\circ}\text{C}$, $\%H=67$ e $W=0\text{ m/s}$</i>	22
<i>Figura 3.7- Comparação de resultados das temperaturas experimentais com os calculados teoricamente (1ª hipótese) para experiência 2, com $T_{ar}=28\text{ }^{\circ}\text{C}$, $T_{(0)}=41\text{ }^{\circ}\text{C}$, $\%H=33$ e $W=0\text{ m/s}$</i>	22
<i>Figura 3.8- Comparação de resultados das temperaturas experimentais com os calculados teoricamente (1ª hipótese) para experiência 3, com $T_{ar}=18\text{ }^{\circ}\text{C}$, $T_{(0)}=32\text{ }^{\circ}\text{C}$, $\%H=53$ e $W=0\text{ m/s}$</i>	23
<i>Figura 3.9- Comparação de resultados das temperaturas experimentais com os calculados teoricamente (1ª hipótese) para experiência 4, com $T_{ar}=16\text{ }^{\circ}\text{C}$, $T_{(0)}=35\text{ }^{\circ}\text{C}$, $\%H=60$ e $W=0\text{ m/s}$</i>	23
<i>Figura 3.10- Determinação da constante, para as experiências com a ausência de vento</i>	26
<i>Figura 3.11- Comparação de resultados das temperaturas experimentais com os calculados teoricamente (2ª hipótese) para experiência 1, com $T_{ar}=15\text{ }^{\circ}\text{C}$, $T_{(0)}=40\text{ }^{\circ}\text{C}$, $\%H=67$ e $W=0\text{ m/s}$</i>	27
<i>Figura 3.12- Comparação de resultados das temperaturas experimentais com os calculados teoricamente (2ª hipótese) para experiência 2, com $T_{ar}=28^{\circ}\text{C}$, $T_{(0)}=41\text{ }^{\circ}\text{C}$, $\%H=33$ e $W=0\text{ m/s}$</i>	27
<i>Figura 3.13- Comparação de resultados das temperaturas experimentais com os calculados teoricamente (2ª hipótese) para experiência 3, com $T_{ar}=18^{\circ}\text{C}$, $T_{(0)}=32\text{ }^{\circ}\text{C}$, $\%H=53$ e $W=0\text{ m/s}$</i>	28
<i>Figura 3.14- Comparação de resultados das temperaturas experimentais com os calculados teoricamente (2ª hipótese) para experiência 4, com $T_{ar}=16^{\circ}\text{C}$, $T_{(0)}=35\text{ }^{\circ}\text{C}$, $\%H=60$ e $W=0\text{ m/s}$</i>	28
<i>Figura 3.15- Comparação de resultados das temperaturas experimentais com os calculados teoricamente para a experiência 5, com $T_{ar}=26^{\circ}\text{C}$, $T_{(0)}=40\text{ }^{\circ}\text{C}$, $\%H=35$ e $W=1.2\text{ m/s}$</i>	30
<i>Figura 3.16- Comparação de resultados das temperaturas experimentais com os calculados teoricamente para experiência 6, com $T_{ar}=22^{\circ}\text{C}$, $T_{(0)}=41\text{ }^{\circ}\text{C}$, $\%H=41$ e $W=2.1\text{ m/s}$</i>	31
<i>Figura 3.17- Comparação de resultados das temperaturas experimentais com os calculados teoricamente para experiência 7, com $T_{ar}=29^{\circ}\text{C}$, $T_{(0)}=43\text{ }^{\circ}\text{C}$, $\%H=27$ e $W=4.8\text{ m/s}$</i>	31

<i>Figura 4.1- Processos de transferência de energia térmica</i>	41
<i>Figura 4.2- Mapa Mundial com factor correctivo horário (t_{zone}) e Meridianos</i>	43
<i>Figura 4.3- Mapa mundial que representa os países que têm ou não instituída a hora de Verão</i>	44
<i>Figura 4.4- Plano elíptico da órbita da Terra à volta do Sol</i>	47
<i>Figura 4.5- Definição de declinação</i>	50
<i>Figura 4.6- Ângulos da declinação para o Hemisfério Norte</i>	50
<i>Figura 4.7- Representação da Altitude Solar / Zénite Solar / Azimute Solar</i>	56
<i>Figura 4.8- Posição aparente do Nascer ou Pôr-do-sol.</i>	56
<i>Figura 4.9- Valores do Coeficiente de Refracção em função da altitude solar (α), calculados através do conjunto de equações 4.29.</i>	58
<i>Figura 4.10- Cálculo da constante solar</i>	62
<i>Figura 4.11- Espectro da radiação Solar incidente no topo da atmosfera (curva azul) e transmitida através da atmosfera até à superfície terrestre (curva laranja)</i>	63
<i>Figura 4.12- Fluxo de Radiação Solar que penetra abaixo das características topográficas do terreno</i>	65
<i>Figura 4.13- Fluxo de Radiação Solar que penetra abaixo da cobertura do terreno</i>	66
<i>Figura 4.14- Esquema representativo das sete direcções para as quatro zonas</i>	67
<i>Figura 4.15- Fluxo de Radiação Solar que penetra à superfície da água</i>	71
<i>Figura 4.16- Albedo em função da altitude solar (Sellers,1965)</i>	71
<i>Figura 4.17- Pressão de vapor (e_a) em função da temperatura do ar (T_a)</i>	89
<i>Figura 4.18- Representação do meio hídrico com coluna de água, aluvião e aquífero do aluvião</i>	91
<i>Figura 4.19- Valores da porosidade estimada (η) como função do tamanho de partículas e incrustações do aluvião.</i>	93
<i>Figura 5.1- Processos de transferência de massa: Advecção, Dispersão e Mistura</i>	103
<i>Figura 5.2- Perfis de velocidade laterais e verticais</i>	104
<i>Figura 5.3- Representação trapezoidal da secção transversal do canal</i>	104
<i>Figura 5.4- Segmento do canal</i>	111
<i>Figura 5.5 Armazenamento de água num volume de controlo (Muskingum-Cunge)</i>	114
<i>Figura 5.6- Aproximação por diferenças finitas da expressão de Muskingum-Cunge, efectuada através de um esquema de três pontos.</i>	117
<i>Figura 5.7- Esquema do método explícito de diferenças finitas</i>	118
<i>Figura 5.8- Características à volta do ponto P</i>	120
<i>Figura 6.1- Input Geral do Modelo</i>	141
<i>Figura 6.2- Setup Longitudinal Data</i>	142
<i>Figura 6.3- Setup do Modelo ‘Dados Topográficos’</i>	142
<i>Figura 6.4- Ângulo que representa o aspecto entre dois nós consecutivos.</i>	144
<i>Figura 6.5- Representação radial das quatro zonas de cobertura do terreno.</i>	146
<i>Figura 6.6- Códigos do tipo de cobertura do terreno</i>	147
<i>Figura 6.7- Setup do modelo – “Continuous Data”</i>	149
<i>Figura 6.8- Setup do modelo – “Mass Transfer Data”</i>	150
<i>Figura 6.9- Setup do modelo – “Vegematic”</i>	152
<i>Figura 6.10- Folha de cálculo “Dados morfológicos”</i>	153

<i>Figura 6.11- Model Setup – Flow Routing</i>	155
<i>Figura 6.12- Setup de modelo – “Evaporation”</i>	156
<i>Figura 6.13- Setup do modelo – “Bed Conduction”</i>	157
<i>Figura 6.14- Executável “Shade- a - Lator</i>	158
<i>Figura 6.15- Executável “Flow Router”</i>	159
<i>Figura 6.16- Executável “Heat Source”</i>	160
<i>Figura 7.1- Esquema representativo do rio em corte transversal</i>	161
<i>Figura 7.2- Folha de cálculo “Dados Morfológicos”</i>	162
<i>Figura 7.3- Introdução dos dados para o escoamento na folha de cálculo “Dados Contínuos”</i>	163
<i>Figura 7.4- Sombra efectiva em função da sombra topográfica</i>	166
<i>Figura 7.5- Variação da temperatura longitudinal (às 12 horas), ao longo do rio, para as cinco simulações da sombra topográfica</i>	166
<i>Figura 7.6- Variação da sombra efectiva com o tipo de cobertura do terreno</i>	167
<i>Figura 7.7- Variação da temperatura longitudinal da água de um rio, às 12 horas (Variação do tipo de cobertura do terreno)</i>	168
<i>Figura 7.8- Variação da temperatura longitudinal da água de um rio, às 12 horas (Variação do factor peso, X)</i>	168
<i>Figura 7.9- Taxa de evaporação pelo método de transferência de massa</i>	169
<i>Figura 7.10- Fluxo de energia térmica para o Km = 5 (Simulação 2, velocidade do vento = 1 m/s)</i>	170
<i>Figura 7.11- Fluxo de energia térmica para o Km = 5 (Simulação 2, velocidade do vento = 4 m/s)</i>	170
<i>Figura 7.12- Variação da temperatura longitudinal de um rio com a velocidade do vento (Taxa de Evaporação pelo método de transferência de massa)</i>	171
<i>Figura 7.13- Taxa de evaporação pelo método José Sousa</i>	172
<i>Figura 7.14- Fluxo de energia térmica para o Km = 5 (Simulação 8, velocidade do vento = 1 m/s)</i>	172
<i>Figura 7.15- Fluxo de energia térmica para o Km = 5 (Simulação 8, velocidade do vento = 4 m/s)</i>	173
<i>Figura 7.16- Variação da temperatura longitudinal de um rio com a velocidade do vento (Taxa de Evaporação pelo método José Sousa)</i>	173
<i>Figura 8.1- Estrutura do Cormix 3</i>	175
<i>Figura 8.2- Configurações de descargas</i>	177
<i>Figura 8.3- Parâmetros de descarga</i>	177
<i>Figura 8.4- Classificação dos jactos superficiais flutuantes segundo o modelo Cormix 3</i>	185
<i>Figura 8.5- Vista em planta da trajectória da pluma para a simulação 1</i>	187
<i>Figura 8.6- Vista em planta da trajectória da pluma para a simulação 2</i>	187
<i>Figura 8.7- Vista em planta da trajectória da pluma para a simulação 3</i>	188
<i>Figura 8.8- Vista lateral do escoamento para a simulação 1</i>	188
<i>Figura 8.9- Vista lateral do escoamento para a simulação 2</i>	189
<i>Figura 8.10- Vista lateral do escoamento para a simulação 3</i>	189
<i>Figura 8.11- Variação do excesso de temperatura a jusante da descarga para a simulação 1, no campo próximo.</i>	190
<i>Figura 8.12- Variação do excesso de temperatura a jusante da descarga para a simulação 2 no campo próximo.</i>	190

<i>Figura 8.13- Variação do excesso de temperatura a jusante da descarga para a simulação 3 no campo próximo.</i>	191
<i>Figura 8.14- Variação do excesso de temperatura a jusante da descarga para a simulação 1 no campo afastado.</i>	191
<i>Figura 8.15- Variação do excesso de temperatura a jusante da descarga para a simulação 2 no campo afastado.</i>	192
<i>Figura 8.16- Variação do excesso de temperatura a jusante da descarga para a simulação 3 no campo afastado.</i>	192
<i>Figura 8.17-Variação do excesso de temperatura ao longo da linha central para a simulação 1.</i>	193
<i>Figura 8.18- Variação do excesso de temperatura ao longo da linha central para a simulação 2</i>	193
<i>Figura 8.19- Variação do excesso de temperatura ao longo da linha central para a simulação 3</i>	194
<i>Figura 8.20- Vista lateral do escoamento ao longo da trajectória para simulação 1</i>	194
<i>Figura 8.21- Vista lateral do escoamento ao longo da trajectória para simulação 2</i>	195
<i>Figura 8.22- Vista lateral do escoamento ao longo da trajectória para simulação 3</i>	195
<i>Figura 9.1- Vista em planta da trajectória do jacto e da pluma para Sim1HS7</i>	201
<i>Figura 9.2- Variação do excesso de temperatura a jusante para a Sim1HS7 no campo afastado.</i>	201
<i>Figura 9.3- Perfil de temperaturas gaussiano</i>	203
<i>Figura 9.4- Perfil de Temperaturas com a forma de topo do chapéu (“top-hat”)</i>	204

ÍNDICE DE TABELAS

<i>Tabela 2.1- Coeficientes da função vento</i>	13
<i>Tabela 3.1- Condições ambientais e temperatura inicial da água para as sete experiências</i>	17
<i>Tabela 4.1- Factor correctivo e Meridiano como função do nome da zona</i>	42
<i>Tabela 4.2- d_{50} para partículas do leito (Bedient e Huber, 1992, Rosgen 1996)</i>	92
<i>Tabela 9.1- Resultados da temperatura da água do meio hídrico às 12 horas da tarde, para as condições da simulação 2</i>	199
<i>Tabela 9.2 - Resultados da temperatura da água do meio hídrico às 12 horas da tarde, para as condições da simulação 2, até ao local de descarga da água quente.</i>	202
<i>Tabela 9.3- Resultados da temperatura da água do meio hídrico às 12 horas da tarde, para o interior do jacto de descarga de água quente</i>	203
<i>Tabela 9.4 - Resultados da temperatura da água do meio hídrico às 12 horas da tarde, para o interior da pluma (Região 2)</i>	204
<i>Tabela 9.5- Resultados da temperatura da água do meio hídrico às 12 horas da tarde, para as condições da simulação 2, desde o 7,8 km até a jusante do rio.</i>	205